

Utilizzo di modelli di analisi GIS e strumenti di acquisizione innovativi per la caratterizzazione idrologica e geomorfometrica dei bacini montani: Il caso studio del bacino

Original

Utilizzo di modelli di analisi GIS e strumenti di acquisizione innovativi per la caratterizzazione idrologica e geomorfometrica dei bacini montani: Il caso studio del bacino di Mascognaz (Valle d'Aosta) / Lavy, Muriel. - (2017).
[10.6092/polito/porto/2678847]

Availability:

This version is available at: 11583/2678847 since: 2017-09-04T14:47:59Z

Publisher:

Politecnico di Torino

Published

DOI:10.6092/polito/porto/2678847

Terms of use:

Altro tipo di accesso

This article is made available under terms and conditions as specified in the corresponding bibliographic description in the repository

Publisher copyright

(Article begins on next page)

POLITECNICO DI TORINO



FACOLTÀ DI INGEGNERIA

CORSO DI DOTTORATO IN AMBIENTE E TERRITORIO

TESI DI DOTTORATO

Muriel Lavy

POLITECNICO DI TORINO

Facoltà di Ingegneria

Corso di Dottorato in Ambiente e Territorio

XXVIII° Ciclo

Analisi Geoterritoriali e Protezione e Gestione Ambientale
(GEO/05, ICAR/06)

TESI DI DOTTORATO

Utilizzo di modelli di analisi GIS e strumenti di
acquisizione innovativi per la caratterizzazione
idrologica e geomorfometrica dei bacini montani:
Il caso studio del bacino di Mascognaz (Valle d'Aosta)

Tutor

Prof. ssa Marina De Maio

Dottoranda

Ing. Muriel Lavy

Dicembre 2016

RINGRAZIAMENTI

Giunta al termine di questo mio dottorato non posso che essere felice e soddisfatta di quanto percorso.

Un sentito ringraziamento va, innanzitutto, alla Prof.ssa Marina De Maio per la sua disponibilità, i consigli, la professionalità, per aver creduto in me fin dall'inizio, per avermi motivata e per avermi dato la possibilità di fare esperienze uniche, che mi hanno fatto crescere moltissimo in questi anni.

Un ringraziamento doveroso a Esri Italia che ha supportato la mia candidatura per il summer internship alla Esri Inc. in California e grazie a Dean Djokic, Water Resources Practice Manager, per la supervisione fornita.

Grazie a Craig Simmons per la supervisione fornita durante l'Erasmus alla Flinders University e grazie a Jorg Hacker e allo staff dell'Airborne Research of Australia, per i voli e la fiducia, si è rivelata un'esperienza unica.

Un grazie di cuore ai miei colleghi per il supporto e la sopportazione quotidiana di questi anni.

Grazie alla mia famiglia per essermi sempre vicina ovunque io sia.

Infine, grazie a tutte le persone che mi sostengono a che mi hanno accompagnata lungo il mio cammino, vi porto nel cuore.

Non si sarebbe potuta realizzare questa Tesi di Dottorato senza il supporto economico della Regione Autonoma Valle d'Aosta e in particolare la collaborazione di:

Raffaele Rocco, Coordinatore del Dipartimento difesa del suolo e risorse idriche;

Davide Bertolo, Capo Servizio Geologico;

Laura Pia Lodi, Geologo del Servizio Geologico;

Umberto Morra di Cella, ARPA Valle d'Aosta;

Marco Vagliasindi, Fondazione Montagna Sicura;

Collaboratori tutti

Grazie a ISE-Net S.r.l. per aver concesso ai fini di ricerca il laser Riegl VZ-4000.

Grazie, anche, al prezioso sostegno degli amici de L'Hotellerie de Mascognaz

INTRODUZIONE

Il lavoro descritto all'interno di questa tesi di dottorato ha permesso di individuare una metodologia speditiva per l'analisi idrologica e geomorfometrica dei bacini montani. Il test site utilizzato in questo lavoro di ricerca è il bacino montano del vallone di Mascognaz, situato nel comune di Ayas della regione Valle d'Aosta. In particolare l'attività di ricerca si è sviluppata nell'ambito della convenzione di ricerca denominata "Supporto metodologico alle attività svolte e di ricerca e di sviluppo di procedure di gestione delle situazioni di rischio nell'ambito della difesa del suolo e delle risorse idriche", siglata tra Politecnico di Torino e Regione Autonoma Valle d'Aosta.

L'obiettivo di questo lavoro è stato quello di valutare la potenzialità dei modelli digitali di elevazione (di terreno e di superficie) ad alta risoluzione e l'utilizzo di strumenti GIS per caratterizzare da un punto di vista geomorfometrico i bacini montani e per modellizzare fenomeni ambientali dei territori alpini legati al movimento di massa (trasporto solido, colate detritiche, erosione e valanghe).

Lo studio condotto ha, infatti, dimostrato come la forma della superficie influisca sulla migrazione laterale e l'accumulo di acqua, neve, sedimenti e altre componenti dei processi di deflusso idrico e solido. L'utilizzo congiunto di DTM e GIS ha inoltre permesso di spazializzare i dati di monitoraggio in continuo provenienti da una stazione meteorologica sperimentale situata all'interno del bacino, con particolare attenzione rivolta alla distribuzione del manto nevoso in termini di accumulo e contenuto idrico (snow water equivalent).

Durante la prima fase del lavoro è stata eseguita un'analisi dei dati esistenti relativi alla stazione meteorologica sperimentale e uno studio GIS dei DTM e DSM regionali ufficiali forniti dalla Regione Autonoma Valle d'Aosta. L'obiettivo è stato quello di individuare le lacune strumentali della stazione e le conseguenti migliorie da apportare al fine di ottenere dati di monitoraggio affidabili, e valutare le potenzialità dei DEM per l'analisi della superficie terrestre e dei processi naturali ad essa connessi. I modelli digitali regionali in questione derivano da acquisizione Lidar ed hanno una risoluzione planimetrica di 2m, un'accuratezza posizionale di 50cm ed una precisione in quota di ± 30 cm. A tal proposito sono state individuate diversi algoritmi implementabili in GIS adatte all'analisi di bacini montani al fine di estrarre i parametri indicatori delle forme del terreno per la caratterizzazione idrologica e geomorfometrica primaria dei territori alpini.

Nella seconda fase di lavoro si è svolta un'analisi di dettaglio in un'area di studio prossima alla stazione meteorologica ubicata nel bacino. Utilizzando un laser

scanner terrestre (modello RIEGL VZ 4000, concesso per la ricerca dallo spin off del Politecnico di Torino, ISE-NET s.r.l.) è stato eseguito un rilievo per la produzione di un DTM e un DSM ad alta risoluzione (25 cm) al quale hanno fatto seguito diversi rilievi in periodo invernale e primaverile per ricostruire modelli digitali del manto nevoso (25cm) nella stessa area. Questo ha permesso di poter analizzare la variazione del manto nivale (caratteristiche fisiche e accumuli) e spazializzare i dati della stazione meteo. L'obiettivo è stato quello di stimare il contenuto d'acqua presente, analizzare gli accumuli che potenzialmente generano fenomeni valanghivi e migliorare la comprensione dei processi operanti a scala di versante.

Durante l'ultima fase del lavoro sono stati studiati e testati diversi modelli geomorfometrici per lo studio dei movimenti di massa legati all'azione dell'acqua e della neve, quali colate detritiche, processi erosivi e di trasporto, valanghe. I metodi scelti sono stati implementati all'interno del model builder di ArcGIS in modo da essere riproducibili in zone diverse. Il lavoro svolto ha permesso di definire una metodologia interamente sviluppata in GIS per la caratterizzazione di dettaglio dei bacini montani e per la previsione dei fenomeni di rischio che caratterizzano i versanti alpini, fornendo uno strumento pratico e facilmente utilizzabile per l'individuazione delle aree potenzialmente interessate da questi fenomeni.

A valle del lavoro svolto, grazie all'esperienza Australiana, è stata approfondita la conoscenza sui Lidar sperimentando: installazione della strumentazione, pianificazione rilievi, metodi di filtraggio e analisi dei dati derivanti da rilievi aerotrasportati.

Sommario

Ringraziamenti	1
Introduzione	3
Sommario	5
1. Inquadramento del Vallone di Mascognaz	11
1.1 Inquadramento Geografico	12
1.1.1 La Val d'Ayas	12
1.1.2 Il vallone di Mascognaz	13
1.1 Inquadramento Geologico.....	16
1.2 Inquadramento Geomorfologico.....	21
1.2.1 IL Rilievo geomorfologico	22
2. La Stazione Metereologica Sperimentale	28
2.1 Ubicazione della stazione	29
2.2 Sensoristica Installata	31
2.2.1 Stazione Corr-Tek Idrometria S.r.l.:	31
2.2.2 Stazione SommerGmbH& Co. KG:	31
2.2.3 CWS (All in one)	33
2.2.4 Hygroclip 2	35
2.2.5 Gonio-Anemometro.....	36
2.2.6 Barometro	37
2.2.7 Albedometro	38
2.2.8 Pluviometro PLUVIO2	39
2.2.9 Pluviometro interrato	41
2.2.10 Snow Scale - SSG1000	44
2.2.11 Snow Depth USH-8	47
2.2.12 Snow Pack Analyser (SPA)	50
2.2.13 Acquisitori dati multifunzione OTT	54
3. Snow Water Equivalent.....	56

3.1	Definizione.....	57
3.2	Misure di SWE	60
4.	I dati della Stazione Meteo	61
4.1	Analisi dei dati	62
5.	I Corpi Idrici del Bacino di Mascognaz	66
5.1	Le Sorgenti di Mascognaz.....	67
5.1.1	Le sonde Multiparametriche	68
5.1.2	Serie dei dati acquisiti.....	70
5.2	Il Torrente di Mascognaz.....	71
6.	Morfologia e Modelli Digitali del Terreno	73
6.1	Introduzione alla morfologia e alla topografia digitale	74
6.2	Modelli Digitali di Elevazione (DEM): strutture e fonti dei dati.....	76
6.2.1	Tipologie principali e contenuti.....	79
7.	Geomorfometria & GIS	81
7.1	Introduzione alla geomorfometria.....	82
7.2	Parametri morfometrici	84
7.3	Algoritmi geomorfometrici.....	86
8.	Analisi Geomorfometrica del Bacino di MAscognaz.....	89
8.1	Parametri geomorfometrici primari e secondari	90
8.2	Mappa ombreggiata del rilievo (Hillshade).....	91
8.3	Curve di livello (Contour)	93
8.4	Pendenza (Slope).....	94
8.5	Esposizione (Aspect).....	98
8.6	Curvatura	100
8.7	Openness.....	104
9.	Analisi idrologica	108
9.1	Analisi idrologica in GIS	109
9.2	Fill (depittaggio del DTM).....	109
9.3	Flow Direction (Direzioni di flusso)	110

9.4	Flow Accumulation (Area drenata contribuyente)	112
9.5	Algoritmi alternativi per il calcolo dei percorsi di flusso	115
9.6	Multiple Flow (MD8).....	116
9.7	D- Infinity (D^∞)	119
9.8	Area drenata contribuyente (D-Infinity Contributing Area)	122
9.9	Vantaggi e svantaggi degli algoritmi illustrati.	123
10.	Analisi Idrografica.....	125
10.1	L'importanza della rete di drenaggio	126
10.2	Estrazione del reticolo idrografico	126
10.2.1	Area threshold	127
10.2.2	Slope-Area	128
10.2.3	Landforme curvature.....	130
10.3	Classificazione reticolo e bacino	132
10.4	Curva ipsometrica	135
11.	Studio di dettaglio dell'area di piana	137
11.1	Area di Studio	138
11.2	Il Laser Scanner Terrestre.....	138
11.3	Il modello Riegl VZ 4000	141
11.4	Vantaggi de rilievi TLS	145
11.5	Dense Digital Elevation Model Analysis	145
11.6	Unmanned Aerial Vehicles (UAV)	152
12.	Analisi Meteo-climatica	155
12.1	Integrazione di dati meteo e GIS.....	156
12.2	Caratterizzazione energetica.....	156
12.2.1	Analisi di visibilità	156
12.2.2	Radiazione solare globale (Area Solar Radiation)	160
13.	Indici geomorfometrici per l'analisi della dinamica del sedimento	162
13.1	Indici geomorfometrici complessi.....	163
13.2	Indice di connettività del sedimento (Connectivity Index)	163

13.2.1	Upslope Component:	164
13.2.2	Downslope Component:	165
13.2.3	Pendenza Locale (S)	165
13.2.4	Area Drenata (A)	166
13.2.5	Fattore Peso (W)	166
13.2.6	Indice di Scabrezza (Roughness Index)	167
13.2.7	Fattore di peso (Weighting Factor) (W)	169
13.3	Stream Power Index (SPI)	173
13.4	Sediment Transport Index (STI)	174
13.5	Wetness Index (WI).....	175
13.6	DEficit on channel NETwork (DENET)	176
13.7	Indice di Melton	178
14.	Modelli geomorfometrici.....	180
14.1	Modelli dinamici.....	181
14.2	Il modello Modified Single Flow Direction (MSF)	181
14.2.1	Componente di direzione di deflusso e traiettoria.....	182
14.2.2	Componente di condizione d'arresto	183
14.2.3	Implementazione del modello in ArcGIS Model Builder	183
14.3	Il Modello Mass Transport and Deposition (MTD)	191
15.	Lidar e Point Clouds	196
15.1	Introduzione.....	197
15.2	Airborne Research Australia (ARA)	197
15.3	Il LiDAR	199
15.3.1	Principio di funzionamento.....	199
15.4	Lidar Mount Wilson.....	202
15.5	Metodologia.....	203
15.5.1	Lastools.....	203
15.5.2	Watershed delineation in ArcGIS	210
	Conclusioni.....	214

Bibliografia & Sitografia	218
Bibliografia	219
Sitografia	227
Allegati.....	228

1. INQUADRAMENTO DEL VALLONE DI MASCOGNAZ

1.1 INQUADRAMENTO GEOGRAFICO

Il bacino idrografico del torrente Mascognaz, che prende il nome dall'omonimo villaggio, si situa nel settore nord-orientale della Regione Autonoma Valle d'Aosta e più precisamente nella parte più settentrionale della Val d'Ayas, (seconda valle tributaria in sinistra della valle centrale) in sinistra orografica del torrente Evançon, a monte dell'abitato di Champoluc.

Il corso d'acqua ha origine dall'ampio anfiteatro compreso tra il Corno Vitello (3056 m.s.m.) e il Corno Bussola (3023 m.s.m.); tale corona costituisce il confine orientale e parte di quello meridionale del bacino, che è inoltre limitato a nord-est dalla cresta compresa tra il Corno Vitello e l'abitato di Champoluc, che attraversa il Mont Chateau ed il Mont de Nonna, e a sud-ovest dalla cresta che dalla Punta Palasinaz (2822 m.s.m.), passando per la Punta Piure (2907 m.s.m.), degrada fino a Champoluc.

Dal punto di vista morfologico, il bacino è caratterizzato da un tratto sommitale a circo (Corno Vitello e Mont Perrin), sospeso su di un'alta soglia rocciosa, incisa dai corsi d'acqua che confluiscono a formare il torrente Mascognaz, successivamente si distingue un lungo tratto centrale poco inclinato e interrotto da piccoli salti rocciosi che separano tratti di fondovalle ampi e pianeggianti da un tratto terminale più ripido e inciso.

1.1.1 LA VAL D'AYAS

La Val d'Ayas (Figura 1) è ubicata nelle Alpi Pennine, nel settore orientale della Valle d'Aosta, al cospetto delle imponenti vette di oltre 4000 metri che costituiscono il massiccio del Monte Rosa; si trova in sinistra idrografica rispetto alla Dora Baltea e, provenendo dalla pianura piemontese, è la seconda valle laterale che si affaccia sul fondovalle valdostano. Confina a est con la Valle di Gressoney e ad ovest con la Valtournenche. Lo sbocco vallivo è situato in corrispondenza dell'abitato di Verrès (381 m s.l.m.), la valle si addentra, per circa 30 km verso nord fino all'abitato di Saint Jacques (1689 metri), frazione del Comune d'Ayas, dove termina la strada regionale.



Figura 1 - La Val d'Ayas

Questa valle di origine glaciale ha un caratteristico andamento segmentato, che dipende da fattori lito-strutturali, che hanno “guidato” il modellamento esogeno; essa infatti assume un andamento NE-SW nel primo tratto fino ad Arcesaz (Brusson), NW-SE fino a Corbet (Ayas), NE-SW tra Corbet e Champoluc (Ayas) ed infine il tratto sommitale è allungato in direzione N-S.

1.1.2 IL VALLONE DI MASCOGNAZ

Il Vallone di Mascognaz è una valle laterale di circa 10 km², in sinistra idrografica della Val d'Ayas nel tratto a monte di Champoluc (Figura 2), nel cui fondovalle scorre il torrente omonimo. In inverno il vallone è soggetto ad abbondante innevamento con conseguenti valanghe ed il sole invernale non riesce a scaldarlo molto. Dalla strada regionale 45 poco dopo la Frazione di Pilaz sulla destra si inerpica una strada sterrata che giunge fino al piccolo abitato Walser di Mascognaz 1822 metri che offre un panorama pressoché totale sulla valle superiore d'Ayas. Costituito da poche baite ed antichi rascard, ora ristrutturati, vicoli strettissimi, una chiesetta ed un abbeveratoio. Attualmente, Mascognaz ha conosciuto da alcuni anni un notevole sviluppo turistico ed urbanistico, con costruzione di una hotellerie (Hotellerie de Mascognaz) e di alcune abitazioni a disposizione della clientela.

Oltrepassato Mascognaz, il sentiero si dirige a sinistra, verso il Crest, ed inizia passando sotto la parte in legno, sorretta da quella in pietra, di un'antica ed insolita costruzione. Proseguendo, invece, per il vallone percorso dal torrente Mascognaz, si notano subito sulla sinistra due opere di captazione che alimentano l'acquedotto comunale. Continuando si possono raggiungere l'Alpe Vieille e poi l'Alpe Chavannes (2.011 m). Qui, deviando a sinistra, si arriva all'Alpe Tulassa (2.088 m) e, proseguendo, al Lago Perrin (2.635 m). Mantenendo la linea del vallone, dall'Alpe Chavannes si arriva all'Alpe Pra Sec (2.156 m) e poi all'Alpe Palù (2.273 m). Da qui il percorso porta al Colle Palasinaz (2.668 m) dove si trovano diversi laghetti tra cui il Lago della Battaglia. Dirigendosi poi verso l'Alpe Palasinaz (2.406 m), si può scendere fino a Brusson (1.338 m).

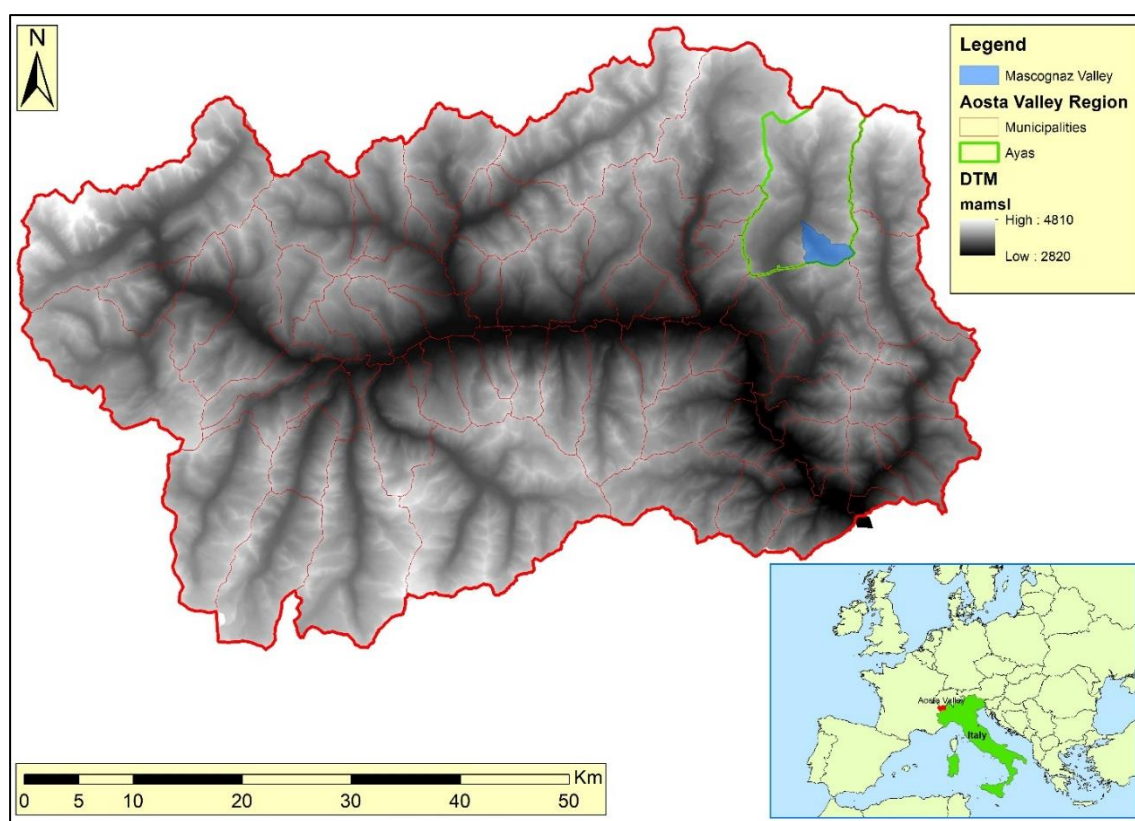


Figura 2 - Inquadramento geografico del Vallone di Mascognaz

Il vallone di Mascognaz (Figura 3) ha una conformazione tipica delle valli di origine glaciale, con fianchi ripidi, fondovalle largo e a moderata pendenza che viene bruscamente sbarrato da una marcata soglia alla sbocco nel solco vallivo principale.

La fascia altimetrica entro cui si sviluppa il bacino varia dai 1560 m circa della piana di Champoluc, e i 3056 m del Corno Vitello, sommità posta alla testata del vallone, sulla cresta spartiacque.

L'area di interesse è caratterizzata, procedendo da valle verso monte, da:

- piana del fondovalle principale, ampia e pianeggiante;
- pendio boscato mediamente acclive ($25^{\circ} \leq \beta \leq 45^{\circ}$, con tratti verticali in corrispondenza di salti di roccia) che raccorda la piana di fondovalle con il vallone sospeso di Mascognaz;
- vallone di Mascognaz; ampio e regolare nei pressi della testata, modifica rapidamente il suo assetto nei pressi di Pra Sec, a valle del quale si sviluppa in maniera asimmetrica: sul fianco destro orografico è ampio e poco acclive mentre sul lato opposto è aspro e roccioso. Il vallone risulta inoltre caratterizzato da un evidente gradino in roccia che separa, con un salto di circa 150 m, la zona di testata dalla sottostante porzione di bacino.



Figura 3 - Vista dall'alto del Vallone di Mascognaz

1.1 INQUADRAMENTO GEOLOGICO

Le principali caratteristiche geologiche e strutturali della zona di interesse sono desunte per la maggior parte dai lavori di Elter (1960, 1971, 1987), Dal Piaz et al. (1971, 1972, 1978, 1983, 2003), dalla Guida Geologica Regionale (Dal Piaz, 1992) e dallo studio di bacino del Comune di Ayas (ai quali si rimanda per eventuali approfondimenti).

L'assetto litostrutturale del bacino è definito da rocce appartenenti alla falda dei Calcescisti con Pietre Verdi della Zona Piemontese (unità del Combin). Alla testata del bacino e lungo la dorsale Mont de Nona-Mont Chateau, affiorano lembi di Gneiss Minuti (klippe) della Zona Sesia-Lanzo.

I Calcescisti sono rappresentati da varietà carbonatiche, generalmente intercalati a orizzonti pelitici, le Pietre Verdi sono caratterizzate prevalentemente da prasiniti e da subordinate serpentiniti. I Calcescisti e le Pietre Verdi formano un insieme eterogeneo e complesso, caratteristico dell'originaria eugeosinclinale ligure-piemontese composta da rocce effusive basiche (protoliti delle Pietre Verdi) e da sedimenti calcareo-marnosi e arenacei (protoliti dei Calcescisti).

Gli Gneiss Minuti, sovrascorsi tettonicamente sui Calcescisti con Pietre Verdi, sono un insieme con caratteri petrografici unitari che, nella zona esaminata, risultano rappresentati da gneiss a grana fine con subordinate intercalazioni di parascisti.

Dal punto di vista tettonico, la zona è dominata da una regolare scistosità con immersione costante verso SE, con angolo variabile da 30° a 50°.

La morfologia del bacino è strettamente legata al modellamento glaciale che, esarando il substrato, ha formato un caratteristico circo dai fianchi acclivi (sovente rocciosi) e fondo pianeggiante. Il profilo longitudinale del bacino, in accordo con le dinamiche di erosione glaciale, assume un andamento a "gradini" in cui terrazzi poco acclivi sovrapposti (il primo a quota 2600 m circa, il secondo a quota 2300 m circa, il terzo a quota 2150 m circa) sono raccordati da scarpate rocciose o detritiche.

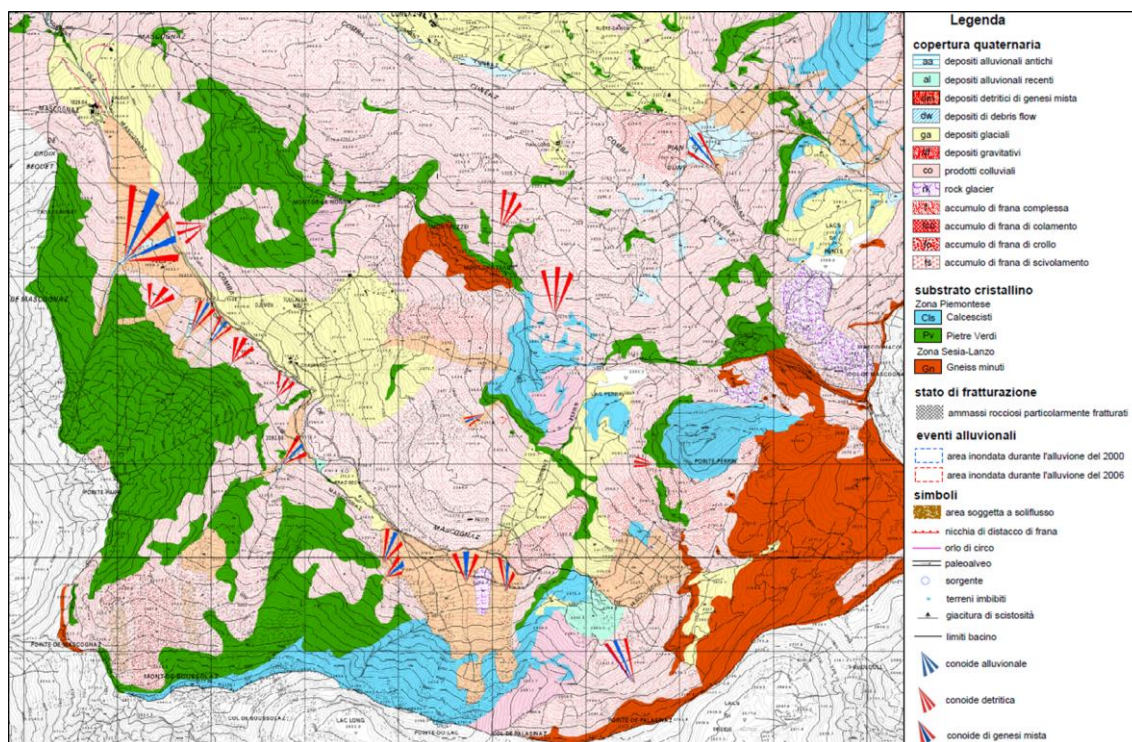


Figura 4 - Carta Geologica 1:10.000 del Vallone di Mascognaz

NOTE ILLUSTRATIVE DELLA CARTA GEOLOGICA

Il bacino in esame è caratterizzato dalle seguenti formazioni:

- Calcescisti, hanno un colore grigio-bruno, localmente assumono tonalità più scure, legate alla presenza di grafite; la loro mineralogia è definita da calcite, quarzo, mica bianca, clorite, albite e \pm grafite. Affiorano estesamente lungo le pendici che circondano la piana del Lago Perrin e si estendono più o meno regolarmente fino sul fianco opposto della valle (tra la Pointe du Lac e il Monte Bussola).
- Pietre Verdi (prasiniti prevalenti e serpentiniti indiff.); le prasiniti sono costituite da albite, clorite, 2 miche ed anfibolo verde; hanno una tipica colorazione verde scuro ed in genere hanno un aspetto massiccio (a differenza dei calcescisti); le serpentiniti sono rappresentate essenzialmente da serpentino (in genere antigorite), magnetite e titanclinohumite; assumono una patina bruno-rossastra; la roccia ha un aspetto generalmente massiccio e levigato anche se localmente compaiono bande (spesse qualche metro) altamente laminate ed alterate. Le Pietre Verdi formano le alte pareti della Punta Piure e del Mont de Nona; costituiscono piccole pareti isolate all'interno del gradino morfologico a valle dell'abitato di Mascognaz.

- Gneiss Minuti sono costituiti da quarzo, albite, biotite e clorite; si presentano a bande di colore chiaro e formano pareti acclivi in ragione della loro resistenza all'erosione. Costituiscono la cresta spartiacque compresa tra il colle Mascognaz ed il colle di Palasinaz, e tra il mont Pezzei e il mont Chateau. Il contatto tettonico tra gli Gneiss e le sottostanti Pietre Verdi è sovente ben esposto, soprattutto al Mont Chateau.
- detrito di falda; drappeggia, in continuità, la base delle falesie rocciose, in particolare ai piedi delle creste spartiacque che delimitano il bacino. Si tratta di un deposito caratterizzato da acclività elevata ($30^\circ \leq \beta \leq 45^\circ$), da accumuli di blocchi di forma squadrata e di dimensioni pluridecimetriche (originati dagli affioramenti Pietre Verdi) e lastre centimetriche (calcescisti). Questi si originano per l'azione del gelo-disgelo che interessa indistintamente tutte le falesie e solo localmente, alla base della parete nord della punta Piure, si è osservata la formazione di conoidi gravitative all'interno del detrito di falda. Sui pendii settentrionali del Monte Bussola, si osserva nel detrito la formazione di aree soggette a soliflusso (fenomeno caratterizzato da un lento movimento verso valle del materiale coinvolto) che si manifesta con una successione di piccoli archi orientati lungo la linea di massima pendenza
- rock-glaciers; si tratta di depositi detritici a grossi blocchi; la loro genesi è correlabile all'azione mobilitante del ghiaccio formatosi all'interno del detritico in seguito al congelamento delle percolazioni; le tipiche forme lobate ne consentono un facile riconoscimento, soprattutto in foto aerea. Le formazioni riferibili a tale deposito sono localizzate lungo il basso versante della pointe du Lac e all'interno della vallecola posta a monte (est) del lago Perrin sulla; si tratta di corpi detritici, di forma lobata, in evidente rilievo rispetto alle zone circostanti.
- depositi di origine glaciale, caratterizzano i pendii meno acclivi del bacino ove le forme sono più dolci e arrotondate; sono distribuiti prevalentemente lungo il fianco destro orografico del bacino, approssimativamente tra gli alpeggi di Palud e Djamin; un lembo di glaciale, estesamente più limitato, si trova in corrispondenza dello sbocco sulla valle principale (località mascognaz). I depositi glaciali sono costituiti da una coltre più o meno potente di depositi (potenza variabile da 5 a oltre 20 m) generalmente ricoperti da terreno vegetale; risultano caratterizzati da una un'associazione di materiale lapideo grossolano (ciottoli e blocchi

anche di grosse dimensioni) immersa in una matrice di materiale limoso-sabbioso;

- depositi di genesi mista e relative conoidi, è il risultato dell'azione concomitante tra processi gravitativi (che ordinariamente danno luogo al detrito di falda), alluvionali-torrentizi e valanghivi (nei settori di versante soggetti a tale fenomeno); sono costituiti da prevalenti blocchi di dimensioni, al massimo, metriche di forma planare o prismatica con ghiaia e ciottoli in abbondante matrice sabbioso limosa. In corrispondenza dei cambi di pendenza, come ad esempio allo sbocco di canali o alla base dei gradini morfologici, questi depositi formano conoidi caratterizzate da una acclività elevata ($25^\circ \leq \beta \leq 35^\circ$) molto maggiore rispetto a quella delle conoidi alluvionali. All'interno del bacino, i migliori esempi di deposito misto possono essere osservati alla base della Pointe du Lac e della Punta Piure ove forma un'ampia conoide
- depositi di debris-flow; interessano tratti più o meno estesi delle aste torrentizie del bacino, si distinguono dai normali depositi torrentizi per la loro sedimentazione inversa (blocchi e ciottoli poggiati su matrice più fine) e per la presenza diffusa di cordoni disposti parallelamente alle direttrici di colata. I depositi sono localizzati all'interno delle conoidi miste ai piedi della Punta Piure e lungo l'asta principale a valle di Mascognaz. Il deposito maggiore risulta distribuito lungo la conoide di Vieille; per questa zona, i volumi di materiale eroso, sono stati calcolati ed i risultati sono illustrati nel § 1.7.
- accumuli di frana di crollo, costituiscono corpi isolati più o meno voluminosi ben riconoscibili per la loro forma lobata ed il profilo in rilievo rispetto alle zone circostanti; risultano distribuiti principalmente lungo la parte bassa dei versanti rocciosi delle creste spartiacque ove formano accumuli di blocchi accatastati in maniera caotica. Possono essere distinti gli accumuli antichi, generalmente costituiti da blocchi ciclopici e colonizzati dalla copertura vegetale, da quelli recenti che hanno blocchi freschi di pezzatura inferiore (metrica). Gli accumuli antichi possono essere osservati sul fianco orientale della punta quotata 2770 m (posta ovest del lago Perrin) ed all'interno della vallecchia posta alla base della Pointe de Mascognaz. Gli accumuli recenti sono localizzati lungo la parete settentrionale del Monte Bussola e alla base della parete sud della Punta Perrin.

- accumulo di frana complessa; rappresenta il fenomeno gravitativo più importante del bacino; si estende a monte degli alpeggi Palud e Pra Sec. Si tratta di un accumulo composto essenzialmente da blocchi ciclopici di prasiniti e calcescisti in gran parte mascherati dalla copertura vegetale (cotica erbosa). Un deposito di così vaste proporzioni lascia aperta la questione relativa all'area sorgente da cui si è prodotta tale massa di detrito; l'esame delle foto aeree nonché i rilievi sul terreno non hanno consentito l'individuazione di un'unica nicchia di distacco, anche se è presumibile che l'origine dell'accumulo sia verosimilmente riferibile al rilievo quotato 2770 m C.T.R..
- accumuli di frana di scivolamento, sono il prodotto di fenomeni gravitativi che, nell'area studiata, hanno interessato esclusivamente la copertura quaternaria, lungo i pendii acclivi. Il loro innesco può essere correlato al collasso in occasione di processi che determinano la saturazione dei terreni (disgelo, eventi meteorici importanti). Accumuli di una certa entità sono osservabili lungo le pendici meridionali e occidentali della cima quotata 2770 m C.T.R.; depositi puntuali di modesta estensione si rinvennero sulla sponda destra orografica del torrente Mascognaz, a valle di Caleunc ed ai piedi della parete sud della Punta Perrin.
- depositi alluvionali relativa conoide alluvionale del Mascognaz; risultano costituiti da depositi alluvionali-torrentizi, ascrivibili alla fase deposizionale recente ed attuale del corso d'acqua. L'aspetto tipico è caratterizzato da ciottoli e blocchi poligenici arrotondati, immersi in una matrice limoso-sabbiosa di colore grigio - grigio scuro. La conoide del Mascognaz, entro cui scorre il torrente completamente arginato, è caratterizzata da un apice impostato all'interno di una stretta vallecchia rocciosa (a quota 1590 m circa) e da un'unghia che si espande verso nord ovest, fino a lambire il torrente Evançon. Lungo il fianco destro orografico, l'apparato confina con la conoide mista del Cunéaz; il limite tra le due formazioni non è ben definito. Sul fianco sinistro orografico la conoide degrada progressivamente verso il deposito alluvionale di fondovalle.

1.2 INQUADRAMENTO GEOMORFOLOGICO

La morfologia della zona è quella tipica delle valli di origine glaciale caratterizzata da un asse centrale, su cui nel pleistocene superiore defluiva il ghiacciaio principale, e da valli laterali sospese entro cui si sviluppavano colate minori che confluivano verso il collettore principale. Il progressivo ritiro dei ghiacciai olocenici, sviluppato in alternate fasi di avanzata e ritiro, è documentato dalle morene frontali depositate in differenti settori del fondovalle.

Sulla morfologia glaciale si è successivamente sovrimposto il reticolo fluviale, caratterizzato da un corso d'acqua principale sul fondovalle e da numerosi affluenti impostati lungo i versanti. L'azione delle acque risulta così differenziabile:

- nell'area del fondovalle principale risulta prevalentemente di tipo deposizionale anche se, a causa della sua recente origine, ha solo minimamente obliterato l'originaria morfologia glaciale;
- lungo il versante di raccordo tra fondovalle principale e vallone, in relazione alla forte acclività, è di tipo erosionale come documentato dall'incisione del torrente Mascognaz;
- all'interno del vallone di Mascognaz risulta principalmente deposizionale (piana alluvionale e ampie conoidi miste) e subordinatamente erosionale all'interno delle aste secondarie impostate lungo i versanti e i gradini morfologici.

Un altro processo morfogenetico di età postglaciale che ha diffusamente contribuito alla formazione dell'attuale morfologia è rappresentato dai fenomeni gravitativi. Tali fenomeni hanno interessato i fianchi vallivi in seguito alla fase di ritiro dei ghiacciai alpini quaternari. A tale fenomenologia corrisponde il vasto accumulo che caratterizza il pendio a monte di Pra Sec. Si tratta di un processo gravitativo complesso e di vaste proporzioni, originatosi verosimilmente lungo le pareti rocciose della cima quotata 2770 m (ma senza nome sulla C.T.R.) che costituisce lo spartiacque con l'attiguo vallone di Cunéaz. Altro esempio evidente dell'attività gravitativa post-glaciale è dato dall'accumulo depositato sulla parete nord del Monte Bussola.

1.2.1 IL RILIEVO GEOMORFOLOGICO

Il rilievo geomorfologico effettuato nel vallone del Torrente Mascognaz, con l'ausilio della fotointerpretazione, ha messo in evidenza diffusi depositi di origine glaciale, di ablazione e di fondo, congiuntamente alla presenza di depositi superficiali di origine gravitativa come depositi detritici e di valanga. Inoltre si è rilevata la presenza di depositi fluviali recenti ed alluvionali.

La fotointerpretazione ha inoltre permesso di riconoscere nell'area in esame, le forme di modellamento, di accumulo e di erosione legate all'azione del ghiacciaio ed a quella dei fenomeni franosi.

In particolare si tratta di coni valanga, coni alluvionali, coni di frana, nicchie di distacco, trenches, gradini di scivolamento, deformazioni gravitative profonde di versante, selle di modellamento glaciale e rocce montonate.

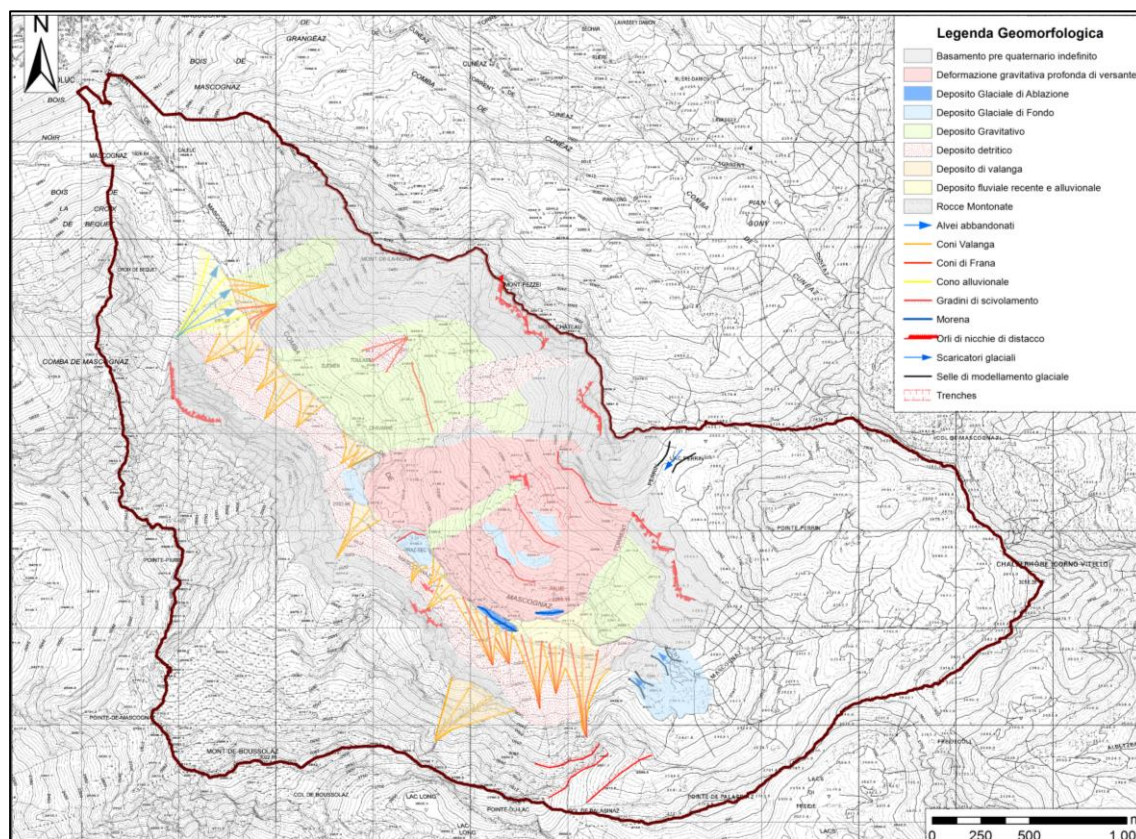


Figura 5 - Carta Geomorfologica

1.2.1.1 LE FORMAZIONI QUATERNARIE

La morfologia del territorio di Ayas è legata principalmente all'azione dei ghiacciai quaternari che occupavano l'intera vallata fino a 10.000 anni fa circa; dopo il ritiro delle masse glaciali, la dinamica gravitativa e l'azione delle acque superficiali hanno dato forma ad un paesaggio vario e ricco di peculiarità morfologiche.

In questo paragrafo vengono descritte le maggiori formazioni quaternarie distribuite nell'area in esame relative ai depositi glaciali, gravitativi, fluviali e di altri tipi di depositi corrispondenti ai depositi detritici e ai depositi di valanga.

I depositi glaciali esaminati in questa sede sono distribuiti in modo discontinuo in tutta l'area di studio. Sono stati rilevati e cartografati sia depositi glaciali di fondo che depositi glaciali di ablazione, per facilitarne la lettura della rappresentazione della carta, i depositi glaciali di fondo e di ablazione sono stati rappresentati nella carta geomorfologica come un'unica formazione: "depositi glaciali".

Tali depositi sono distribuiti in corrispondenza della testata del Vallone di Mascognaz in corrispondenza della fascia altimetrica compresa tra 2400 m e 2350 m in corrispondenza di due selle glaciali con annessi scaricatori, in cui l'acqua di fusione glaciale defluisce verso il fondovalle.

In corrispondenza al fondovalle tali depositi glaciali sono distribuiti prevalentemente lungo il versante destro del Vallone di Mascognaz in corrispondenza della fascia altimetrica fra 2380 m e 1950 m; sono costituiti da elementi eterometrici prevalentemente arrotondati, talvolta levigati, striati e sfaccettati, immersi in modo caotico in una abbondante matrice siltoso-sabbiosa. A seconda delle caratteristiche sedimentologiche dei sedimenti e dell'espressione morfologica, è possibile distinguere due facies.

- Una facies costituita da elementi immersi in modo caotico, entro un'abbondante matrice siltoso-sabbiosa addensata; in cui l'espressione morfologica di questi depositi è rappresentata da piccoli lembi terrazzati con superficie ondulata sospesi rispetto al fondovalle attuale di una decina di metri. L'insieme dei caratteri sedimentologici e morfologici permettono di interpretare tale facies come depositi glaciali di fondo.
- Una seconda facies costituita da elementi fortemente eterometrici, caratterizzati da modesto arrotondamento e bassa sfericità, mescolati ad una matrice sabbioso-siltosa mediamente addensata; gli elementi mostrano generalmente forma irregolare e subordinatamente tabulare, contorni da modestamente a molto arrotondati e scarsa sfericità: localmente si osservano ciottoli sfaccettati, levigati e striati; gli elementi non presentano una deposizione preferenziale. L'espressione morfologica di questi depositi è rappresentata da dorsali di altezza massima di una quindicina di metri, cosparsi di massi angolosi con dimensioni di alcune decine di m³, interpretati come cordoni morenici. L'insieme dei caratteri sedimentologici e dei caratteri

morfologici permettono di interpretare tale facies come depositi glaciali di ablazione.

L'intera area rilevata presenta numerosi accumuli di frana, che hanno dimensioni rilevanti e potenza visibile compresa tra alcuni metri ed alcune decine di metri: si sviluppano complessivamente tra la quota 2500 m e 1900 m del fondovalle. I diversi corpi hanno prevalentemente forma a "cono di frana", con inclinazione media variabile, e risultano spesso separati dal versante roccioso a monte, che si presenta notevolmente più inclinato, da una rottura di pendenza.

Gli accumuli conservano in modo variabile la morfologia originaria, apparendo dissecati più o meno profondamente dal reticolato idrografico e rimodellati in misura più o meno rilevante dal ruscellamento.

Risultano costituiti da una mescolanza di elementi di forma angolosa e dimensioni variabili da pochi cm³ al centinaio di m³, formati unicamente dai litotipi affioranti nelle porzioni di versante a monte, e di una matrice sabbioso-limosa in quantità variabile, caratterizzata in genere da uno scarso addensamento; localmente inglobano elementi di roccia di dimensioni superiori ad alcune centinaia di m³, che appaiono scompaginati.

Le nicchie di distacco, per lo più localizzate in prossimità delle creste spartiacque (a quota variabile tra 2700 m e 2500 m), risultano sensibilmente rimodellate, appaiono molto inclinate e modellate in roccia.

La forma delle nicchie, in pianta, è variabile: la maggior parte di esse sono per lo più rettilinee, altre di forma in genere arcuata.

I rapporti cronologici fra i diversi accumuli risultano difficilmente riconoscibili in quanto nella maggior parte dei casi i diversi accumuli non vengono tra loro in rapporti geometrici.

Nell'area sviluppata in questa tesi di Dottorato sono state, inoltre, rilevate diverse strutture quali trench e gradini di scivolamento che suggeriscono la presenza di Deformazioni Gravitative Profonde di Versante.

Le deformazioni gravitative profonde di versante sono un fenomeno di movimenti in massa in cui la presenza di un'eventuale superficie di scorrimento continua non è macroscopicamente evidente e non è necessario postularla per rendere conto delle deformazioni osservate sia in superficie che in profondità. L'entità dello spostamento è piccola rispetto alle dimensioni del fenomeno.

Tali fenomeni si collocano in posizione intermedia tra i movimenti franosi superficiali e i fenomeni di tettonica gravitativa. Essi si differenziano dai primi per le dimensioni (superficie dell'ordine dei Km², profondità nell'ordine di centinaia di metri) e per i meccanismi di deformazione, e si differenziano dagli effetti della

tettonica gravitativa, per le relative minori dimensioni delle masse coinvolte e per i fattori d'innescio dovuti ad effetti tensionali connessi direttamente con deformazioni profonde della crosta terrestre e per niente o quasi condizionati dagli stress legati alla forma del rilievo.

In generale le deformazioni gravitative profonde di versante sono caratterizzate da grandi dimensioni areali e notevoli spessori delle masse rocciose interessate, dalla meccanica dei movimenti spesso influenzata da particolari configurazioni dei campi di stress e da "fattori di scala", da modalità di rottura assimilabili a meccanismi di "creep rupture".

I fenomeni in questione appaiono spesso poco condizionati dall'assetto morfologico superficiale, risentendo piuttosto dell'assetto strutturale per cui, ad esempio si possono notare nella direzione di movimento delle masse, notevoli deviazioni dalla direzione di massima pendenza del versante.

Tra le forme superficiali, i trenches rimangono quelle più evidenti; si tratta di "graben" di dimensioni variabili, con il fondo spesso riempito di materiale detritico, oppure di gradini in contropendenza. Essi possono intersecare un rilievo montuoso, o correre parallelamente ad una cresta o ancora interessare il versante vallivo.

Le deformazioni gravitative profonde sono controllate da diversi fattori connessi con la natura e l'assetto dei materiali rocciosi interessati e con l'attività geodinamica. Tali fattori agiscono determinando di volta in volta le condizioni favorevoli all'attivazione dei fenomeni gravitativi. Tra queste assume una importanza fondamentale una elevata energia di rilievo tale da rendere possibile il coinvolgimento di masse con elevato spessore. In generale altri fattori possono essere: substrato roccioso con importanti e più o meno dense discontinuità litologiche e strutturali, tettonica attiva al presente o in epoche recenti, corsi d'acqua in attiva incisione lineare e clima interessato da eventi meteorologici estremi.

La deformazione gravitativa profonda di versante individuata durante il rilevamento è localizzata in prossimità della testata del Vallone, lungo il versante destro, si estende nella fascia altimetrica compresa tra 2500 m e 2100 m; lo spessore stimato è dell'ordine di centinaia di metri.

L'espressione morfologica di tale deformazione corrisponde ad un versante "rigonfiato", caratterizzato verso monte da caratteristici trench, numerose contropendenze tra loro circa parallele interpretabili come gradini di scivolamento. Sono dislocati lungo i gradini di scivolamento diversi relitti del fondovalle glaciale.

I depositi fluviali sono estesamente distribuiti in corrispondenza del fondovalle del Vallone di Mascognaz, dove sono essenzialmente legati al torrente di Mascognaz. Complessivamente occupano una superficie di circa 0.5 Km², in corrispondenza della fascia altimetrica compresa all'incirca tra 2250 m e i 1920 m.

È possibile individuare diversi affioramenti messi in evidenza dall'azione erosiva dei corsi d'acqua. lo spessore visibile osservato è di circa 3 m. L'espressione morfologica è rappresentata da estese superfici debolmente inclinate, con allungamento parallelo all'asse vallivo e pendenza verso valle di circa 2°-3° o da conoidi alluvionali, sviluppati trasversalmente all'asse della valle e con inclinazione generalmente inferiore ai 13°.

I depositi sono costituiti da ciottoli con diametro mediamente compreso tra pochi cm e 50 cm, mescolati a una matrice ghiaioso-sabbiosa modestamente addensata, presente in quantità variabile; localmente si osservano elementi rocciosi con diametro di alcuni metri. I ciottoli presentano prevalentemente forma appiattita, con contorni arrotondati e bassa sfericità.

È possibile inoltre individuare una stratificazione evidenziata da corpi lenticolari con potenza da centimetrica a metrica che presentano una frazione grossolana più abbondante rispetto alla frazione fine.

La copertura detritica è largamente diffusa nell'area in esame: è particolarmente distribuita nei settori ad alta quota, alle pendici delle pareti rocciose molto acclivi delle creste.

Questi depositi rappresentano il risultato del processo della disgregazione meccanica e dell'azione della gravità: i frammenti rocciosi, generati dalla gelifrazione, si staccano dalla parete cadono liberamente, accumulandosi alle pendici del versante, la messa in posto è legata esclusivamente alla gravità, i frammenti di maggiori dimensioni si accumulano nel settore inferiore, dando così origine ad una selezione dimensionale dei detriti. Questi depositi sono interpretabili come falda detritica.

Tali depositi sono costituiti da elementi eterometrici con diametro da centimetrico a decimetrico, forma prevalentemente tabulare e contorni angolosi, per lo più privi di matrice.

Le valanghe implicano lo spostamento e la caduta verso valle di uno strato o di una massa di neve, o in occasione di abbondanti nevicate o per disequilibrio del manto nevoso, cioè quando la forza di trazione esistente nella coltre nevosa supera quella di coesione della neve stessa.

La massa nevosa che si stacca da un versante si accresce lungo il tragitto di discesa, inglobando progressivamente altra neve ed assumendo in carico parte del detrito affiorante. Tra gli effetti prodotti dalla valanga, caratteristica è la presenza sui versanti di tronchi di albero solitamente spezzati di netto.

Quando il fenomeno si manifesta su depositi incoerenti, la massa di neve incide in essi un caratteristico solco a fondo concavo, lungo la direzione di massima pendenza, detto corridoio di valanga: i detriti trascinati a valle si accumulano alla base del canale, assumendo forma di dosso allungato o di cono.

Nell'area sono stati rilevati numerosi coni di valanga in corrispondenza del versante sinistro.

Non sempre queste forme sono legate esclusivamente all'attività delle valanghe, in quanto nei mesi estivi esse vengono rielaborate dalle acque di ruscellamento che si incanalano preferenzialmente nello stesso corridoio di valanga. I depositi di valanga sono costituiti da elementi angolosi immersi in una matrice fine poco cementata.

2. LA STAZIONE METEOROLOGICA SPERIMENTALE

2.1 UBICAZIONE DELLA STAZIONE

Nella parte bassa del vallone, a 1930 m s.l.m. è stata installata una stazione meteorologica sperimentale, finanziata nell'ambito di diverse convenzioni stipulate tra il Politecnico di Torino e la Regione Autonoma Valle d'Aosta, al fine di monitorare i parametri meteo climatici (Figura 6 e Figura 7) (Suozzi, 2012).

Nel contempo sono state monitorate le due sorgenti situate a chiusura del bacino, a 1830 m s.l.m. e distanti fra loro circa 100 m, all'interno di un programma di cooperazione transfrontaliera INTERREG STRADA, che ha lo scopo di definire delle linee guida per la salvaguardia delle sorgenti montane (Amanzio, 2014) (Figura 8). In particolare, sono state installate due sonde multiparametriche nei bottini di presa delle due sorgenti per il monitoraggio in continuo dei parametri fisici di base.



Figura 6 - Stazione Meteorologica (Periodo Invernale)



Figura 7 - Stazione Meteorologica (Periodo Estivo)

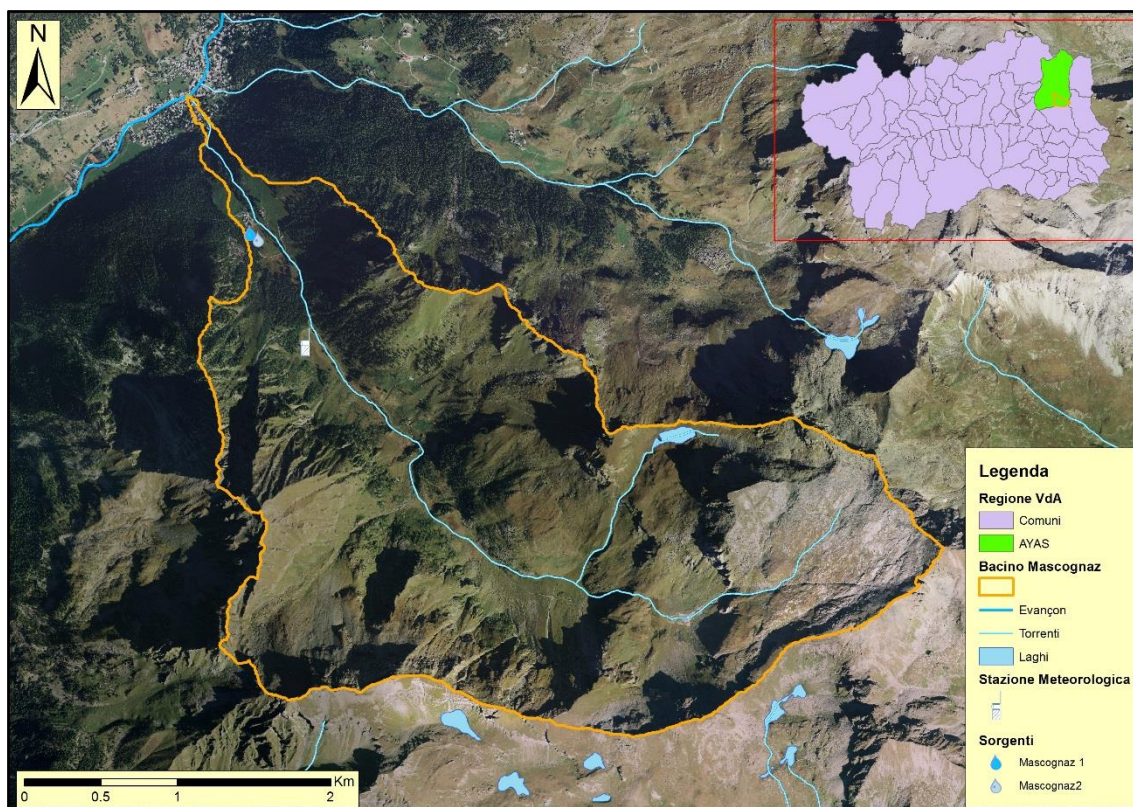


Figura 8 - Ortofoto aerea del Bacino di Mascognaz e ubicazione della stazione metereologica e delle sorgenti

2.2 SENSORISTICA INSTALLATA

La stazione metereologica sperimentale è stata dotata di sensoristica avanzata per il monitoraggio della neve e dei parametri ambientali di maggior interesse. Per l'acquisto e l'installazione di sensori ci si è affidati alla ditta OTT Corr-Tek Idrometria srl (italiana) e alla Sommer (Austriaca). Nelle pagine seguenti verranno illustrate le caratteristiche tecniche ed il principio di funzionamento dei diversi sensori installati.

2.2.1 STAZIONE CORR-TEK IDROMETRIA S.R.L.:



- Termometro, igrometro, gonio-anemometro e barometro CWS (OTT);
- Igrometro e termometro (Rotronic);
- Gonio anemometro (Young);
- Barometro (Young);
- Albedometro (Lambrecht);
- Pluviometro Pluvio2 (OTT);
- Pluviometro interrato (Lastem);
- ~~Disdrometro (Parsivel, Enhanced precipitation identifier (OTT)~~
(strumento andato rotto).

2.2.2 STAZIONE SOMMER GMBH & CO. KG:



- Igrometro e termometro (Rotronic);
- Snow Scale (Sommer);
- Snow Pack Analyzer (Sommer);
- Nivometro ad ultrasuoni USH8 (Sommer).

In origine le stazioni, tramite collegamento GPRS, inviavano, con frequenza oraria, i dati acquisiti con passo di 10 min tramite datalogger a due server delle rispettive aziende. Allo stato attuale la gestione della strumentazione Sommer GmbH & Co. KG è stata passata alla ditta Corr-Tek Idrometria S.r.l. così da poter gestire l'insieme dei dati trasmessi su un unico server per monitorarli da remoto e avere un solo operatore che curi la manutenzione dei diversi sensori.



Figura 9 - Parte dei sensori meteorologici OTT



Figura 10 - Stazione Meteorologica (Periodo Invernale)

2.2.3 CWS (ALL IN ONE)



Figura 11 - CWS

Caratteristiche:

- Integrated Sonimometer TM sensore del vento
- L'allineamento automatico direzione del vento con il Nord Magnetico.
- Robusto, affidabile, veloce da installare
- Tutto in metallo
- Nessuna parte in movimento
- Basso consumo energetico
- Uscita digitale

Cosa misura: Temperatura, umidità relativa, velocità del vento, direzione del vento, pressione barometrica.

Tabella 1 - Caratteristiche dei sensori

Velocità del vento	
Range	0 to 50 m/sec (0 to 112 mph)
Accuratezza	±0.5 m/s or 5% of reading
Risoluzione	0.1 m/s
Direzione del vento	
Range	0° to 360°
Accuratezza	± 5° wind speed > 2.2 m/s
Risoluzione	1.0°
Temperatura	
Range	- 50°C to +50°C
Accuratezza	±0.2°C
Risoluzione	0.1°C
Umidità relativa	
Range	0 to 100%

Accuratezza	±3%
Risoluzione	1.0%
Pressione	
Range	600 to 1100 hPa
Accuratezza	±0.35 hPa
Risoluzione	0.1 hPa
Requisiti Energetici	
Range	10 to 18 VDC 20 mA nominal, option dependent

2.2.4 HYGROCLIP 2



Figura 12 - RS12T Sensore

Umidità e Temperatura

rotronic
 MEASUREMENT SOLUTIONS


Figura 13 - AC1004 Scatolato

Cosa misura: temperatura e umidità relativa.

Il sensore è una sonda di forma cilindrica, modello HC2-S3 inserita all'interno di uno scatolato che permette la ventilazione dell'aria, modello AC1004.

Tabella 2 - Caratteristiche dei sensori

Modello	RS12T
Range di applicazione	-30...60 °C
Materiale	Alluminio, POM, RAL 9010
Alimentazione	12 VDC, approx. 2 W
Ventilatore	IP 54
Tasso di aspirazione	3.5 m/s / 900 l/min
Longevità	A 40 °C~70,000 h, a 70 °C~35,000 h
Modello	AC1004
Range di applicazione	0...100 %rh / -50...100 °C
Memoria	2000 misure
Regolazione	A 23 °C e 10, 35, 80 %rh
Precisione	±0.8 %rh / ±0.1 K
Dimensioni	Ø15 x 85 mm
Colore	Bianco
Materiale	Polycarbonato
Filtri	Polyetilene, bianco ~ 40 µm (dimensione dei pori)

2.2.5 GONIO-ANEMOMETRO



Figura 14 - Gonio-Anemometro

Il sensore è una sonda ad ultrasuoni

Cosa misura: velocità e direzione del vento.

Tabella 3: Caratteristiche dei sensori

Velocità	
Campo di misura	0..70 m/s
Risoluzione	0,1 m/s
Uscite analogiche	da 0 a 5.000 mV
Direzione	
Campo di misura	0...360 gradi
Risoluzione	1 grado
Uscite analogiche	0 a 5.000 mV
Temperatura di impiego	- 50 ..+ 50 C
Alimentazione	9..16 Vcc – 30 mA
Dimensioni (dxh)	170mm x 340mm

2.2.6 BAROMETRO



Figura 15 - Barometro

Cosa misura: pressione barometrica.

Tabella 4: Caratteristiche del Sensore

Modello	
Range di pressione	500 to 1100 hPa
Temperatura di funzionamento	-50 to +60 °C
Accuratezza	±0.2 hPa * at 25°C ±0.3 hPa * sopra la temperature di funzionamento
Tasso di aggiornamento	3Hz
Uscite seriali	RS-232 9600 baud ASCII text output
Uscite analogici	0 to 5000 mV (61302V) 4 to 20 mA (61302L)
Risoluzione	Analogico 0.1 hPa Digitale 0.01 hPa
Potenza	7 to 30 VDC at 3 mA
Dimensioni	90 mm (4.6 in) x 60 mm (2.4 in) x 20 mm (0.8 in)
Peso	Net 0.2 lb

2.2.7 ALBEDOMETRO

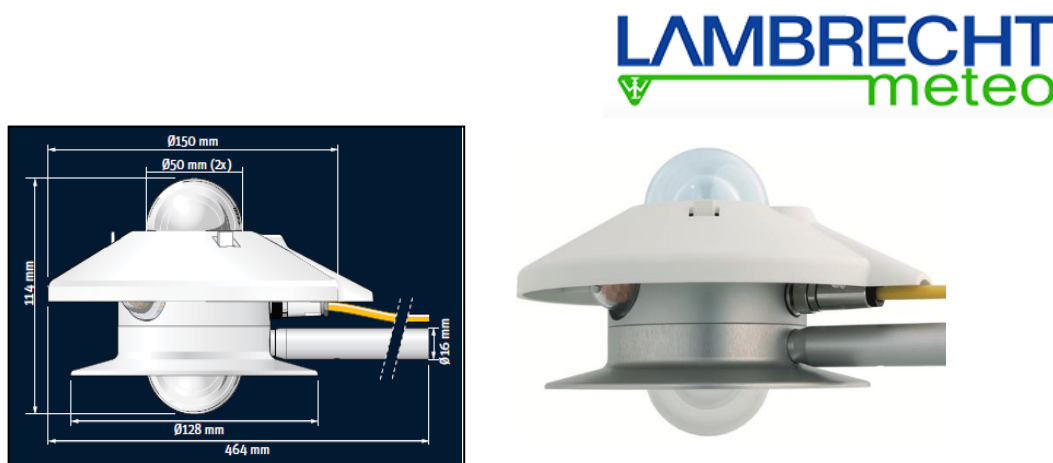


Figura 16 - Albedometro

Cosa misura: lo strumento misura l'albedo di una superficie cioè la quantità di radiazione ad onda corta, proveniente dal sole, che viene riflessa nella gamma di lunghezze d'onda 3-300 nanometri (nm).

Questo rapporto tra la radiazione riflessa e la radiazione in arrivo varia da 0 (scuro) a 1 (chiaro).

A titolo indicativo, l'albedo è di circa 0,15 per l'erba, 0,5 per la sabbia asciutta e 0,8 per la neve fresca.

Un albedometro è costituito da due piranometri. Il sensore superiore misura la radiazione solare globale e il sensore inferiore misura la radiazione solare riflessa.

Tabella 5: Caratteristiche dei sensori

Modello	1611
Classificazione ISO	First class
Tempo di risposta (95%)	<18 s
Non-linearità (0-1000 W/m ²)	<1%
Errore di tilt (a 1000 W/m ²)	<1%
Dipendenza della sensibilità dalla temperatura	<4% (-10-40°C)
Sensibilità	5-20 µV/W/m ²)
Impedenza	20-200 Ω
Temperatura di esercizio	-40 a +80°C
Range spettrale (50% dei punti)	310-2800 nm
Massima irradianza	2000 W/m ²
Errori di direzione (a 80° con 1000 W/m ²)	<20 W/m ²
Peso (comprensivo di cavo e asta)	1.2 kg

2.2.8 PLUVIOMETRO PLUVIO2

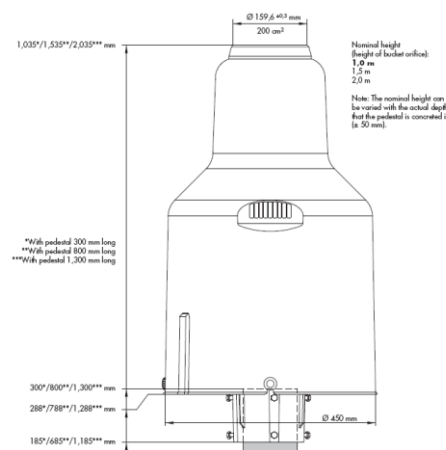


Figura 17 - Pluviometro OTT modello Pluvio 2

Cosa misura: le peculiarità del pluviometro OTT sono le seguenti

- Principio di funzionamento a peso: una cella di carico registra l'incremento di peso dovuto alla precipitazione ed un algoritmo lo trasforma in mm di acqua equivalenti;
- Lo strumento ha una precisione molto elevata sia con precipitazioni leggere che intense;
- Riesce a misurare la precipitazione (liquida o solida) anche in zone nevose senza dover usare un elemento riscaldante perciò, anche in luoghi sprovvisti di alimentazione elettrica;
- Oltre alle uscite seriali SDI-12 o RS485, può essere dotato di uscita ad impulsi per sostituire il classico pluviometro riscaldato a vaschetta basculante (uscita 0,1 mm/imp).



Figura 18 - Pluvio2 installato

Tabella 6: Caratteristiche del sensore

Modello	Pluvio 2
Area di raccolta	200 cmq
Volume di raccolta	1700 mm
Elemento del sensore	Cella di carico
Interfaccia	Configurazione USB
Interfaccia seriale	SDI-12 or RS-485
Misure	Intensità RT; cumulato RT/NRT, cumulato NRT, cumulate totale NRT contenuto RT e NRT; temperatura della cella di carico OTT Pluvio2; stato del riscaldatore
Alimentazione	9.6 ... 28 VDC
Consumo di corrente	≤ 180 mW / max. 15 mA at 12 V, tipica 12 mA at 12 V
Anello riscaldato	24 VDC / 50 Watt
Dimensioni(ØxH)	Pluvio2 200cmq: 450mm x 740mm
Peso	15 kg
Temperatura di esercizio	-40 ... +60 °C
Umidità relative	0 ... 100 % (non-condensata)
Range di misura	200cmq
Intensità	0... 30 mm/min
Cumulato	0...500.00 mm
Contenuto del recipiente	0... 1700.00 mm
Precisione	(a - 25 ... +45 °C): ± 0.1 mm
Intensità	± 0.1 mm/min
Risoluzione	0.01 mm and 0.01 mm/min

2.2.9 PLUVIOMETRO INTERRATO



Figura 19 - Pluviometro standard

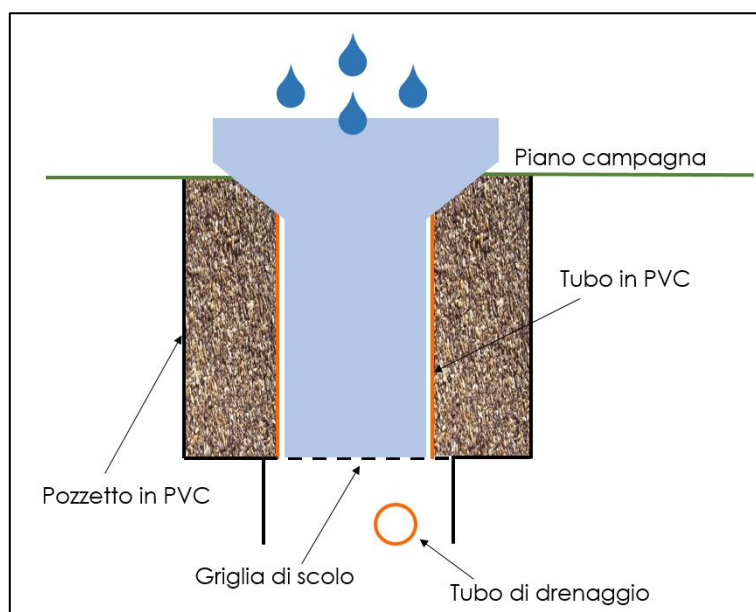


Figura 20 - Configurazione interrata

Pluviometro a bilancia modificato per trasformarlo in pluviometro interrato.



Figura 21 - Pozzetto di alloggiamento del pluviometro interrato



Figura 22 - Pluviometro interrato



Figura 23 - Pluviometro interrato invernale

Cosa misura: il pluviometro è un sensore per la misura della quantità di pioggia caduta in mm di acqua. Il dispositivo di misura è costituito da un cono di raccolta e da una bilancia a doppia vaschetta collegata ad un magnete che aziona un *relè reed* il quale genera un impulso conteggiabile da un contatore esterno;

Ogni impulso corrisponde a 0,2 mm di pioggia.

Il pluviometro viene utilizzato in questa sperimentazione come pluviometro interrato così da poter registrare il momento esatto in cui la neve fonde e diventa acqua disponibile per la ricarica dell'acquifero e il suo quantitativo.

Tabella 7: Caratteristiche del sensore

Modello	DQA135.1#C
Diametro di raccolta	357 mm
Area Interna	1000 cm ²
Altezza	H 535 mm
Peso	2,5 kg
Contatto	1 REED
Principio	Bascula
Risoluzione	0,2 mm
Incertezza	Intensità pioggia 0÷1 mm/min: $\pm 0,2$ mm Intensità pioggia 1÷10 mm/min: 1%
Uscita	Impulsi 0,1 A/24V non induttivo
Materiale alloggiamento	Alluminio
Standards	Conforme WMO

2.2.10 SNOW SCALE - SSG1000

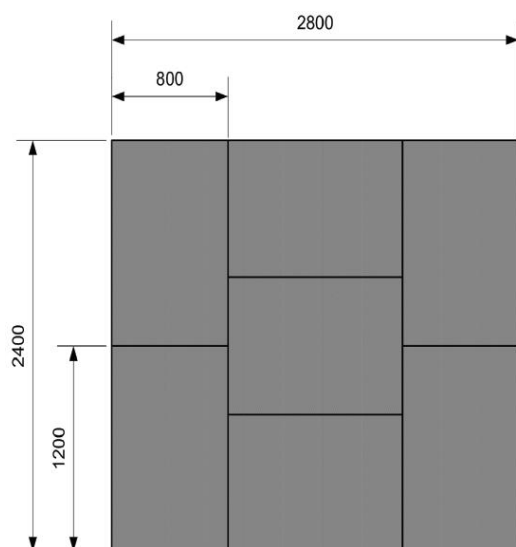


Figura 25 - Snow Scale

Figura 24 - Snow scale (quote in mm)

Cosa misura: il principio di funzionamento della SGG è basato sulla misurazione delle celle di carico. Il sensore consiste di sette superfici forate (2,8 x 2,4 metri) ed ogni superficie ha dimensioni di 0,8 x 1,4 m. Il pannello centrale ed i sei pannelli che lo circondano permettono all'acqua di filtrare attraverso il sensore. La percolazione dell'acqua riduce al minimo le differenze termiche tra il sensore ed i pannelli che lo circondano così da diminuire le interferenze sul pannello centrale, dove è misurato lo SWE. Questo sistema permette una misura accurata anche durante i periodi di nevicate di forte intensità con conseguenti abbondanti accumuli.

Tabella 8: Caratteristiche del sensore

Modello	Snow Scale
Range di misura	3 ranges: 0 to 200 mm SWE, 0 to 500 mm SWE, 0 to 1500 mm SWE
Risoluzione	0,1 Kg/m ² \pm 0,1 mm SWE
Accuratezza	0,2 % (*)
Superficie di misura	6,72 m ²
Peso totale	110 Kg
Dimensioni (mm)	L = 2800 P = 2400 H = 60
Protezione	IP 68

Alimentazione	11 - 30 VDC
Temperatura di funzionamento	-40 to 80°C
Inclinazione massima	5°
Output	SGG 200 4 - 20 mA \pm 0 ... 200 mm SWE, SGG 500 4 - 20 mA \pm 0 ... 500 mm SWE SGG 1500 4- 20 mA \pm 0 ... 1500 mm SWE



Figura 26 - Snow Scale privo di neve

Osservando la foto sovrastante si evidenzia la totale mancanza di neve in prossimità delle strumentazioni causa una conduzione termica elevata dell'acciaio che fa sì che la neve attorno ai sensori si fonda più velocemente di quella dell'ambiente circostante. La soluzione che si è suggerita all'azienda, è quella di utilizzare materiale con conducibilità termica simile a quella della neve, per evitare dei ponti termici soprattutto con il passaggio giorno-notte.

Per ovviare a questo fenomeno si è proceduti a ricoprire lo SPA con del termotessuto da giardino in modo da evitare il contatto diretto della neve con l'acciaio e diminuire le influenze termiche da esso generate.



Figura 27 - Configurazione finale Snow Scale



Figura 28 - Accumulo nivale sullo Snow Scale

2.2.11 SNOW DEPTH USH-8



Figura 29 - USH-8

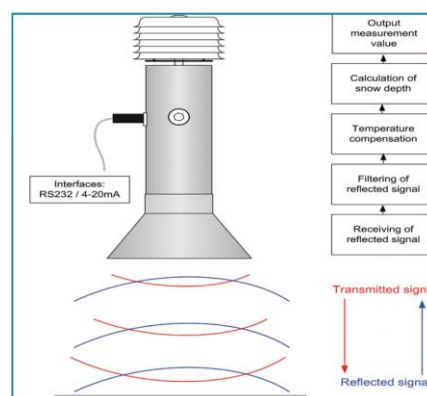


Figura 30 - USH-8

Principio di funzionamento

Cosa misura: Altezza del manto nevoso.

Il principio di misura del sensore si basa sulla determinazione del tempo di transito di un impulso ad ultrasuoni: il sensore trasmette molti impulsi verso il manto nevoso e riceve successivamente i segnali riflessi. Sulla base del tempo di transito richiesto dai segnali a ultrasuoni, il sensore calcola l'altezza di neve.

Il tempo di elaborazione degli impulsi ultrasonici qui è enormemente influenzata dalla temperatura dell'aria. Per questo motivo, il sensore di altezza della neve possiede anche un sensore integrato di misura della temperatura che prende in considerazione l'influenza di quest'ultima sul tempo di arrivo del segnale riflesso. In questo modo, i risultati di misurazione ottimali si ottengono, con una precisione di 0,1%.



Figura 31 - Snow Depth USH8



Figura 32 - Snow Depth USH8

Tabella 9: Caratteristiche del sensore

Modello	USH-8
Range di misura	0 to 10 m
Minima distanza dalla massima altezza di neve	1 m
Accuratezza	0,1 %
Risoluzione	1 mm
Principio di funzionamento	Ultrasonico (Frequenza 50 kHz; Angolo di riflessione 12°)
Sensore di temperature	Sensore di temperature integrato protetto contro il vento
Range di misura	-35 to 60 °C
Risoluzione	0,1 °C
Non-linearità	≤ 0,15 %

2.2.12 SNOW PACK ANALYSER (SPA)



Figura 33 - Configurazione dello SPA scelta

Cosa misura: la costante dielettrica (ϵ).

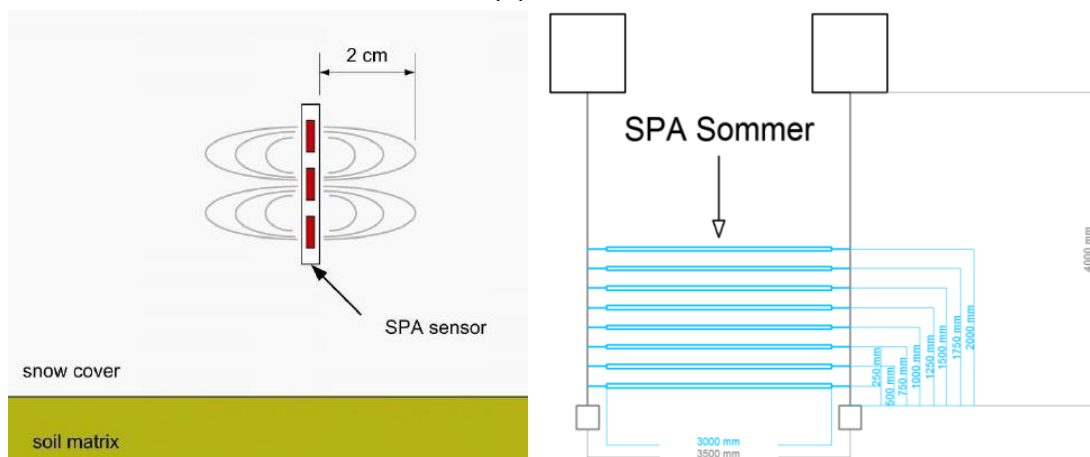


Figura 34 - Principio di funzionamento

La neve è composta da tre componenti: acqua, ghiaccio e aria. Utilizzando differenti frequenze esse, mostrano differenti costanti dielettriche.

Misurando l'impedenza lungo il cavo con almeno due frequenze si riesce a stimare la percentuale in volume di ciascuna componente.

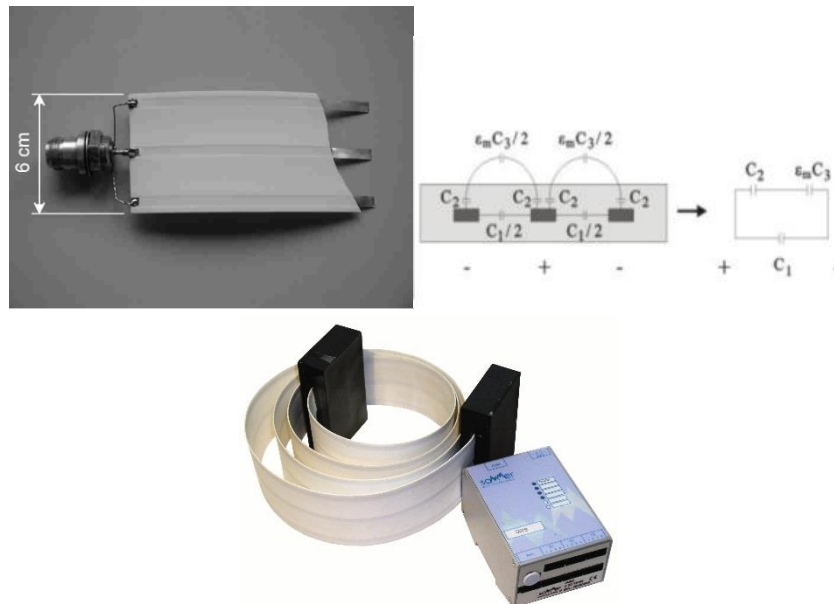


Figura 35 - Misura di capacità a livello di ciascuna striscia

Misurando la capacità lungo la striscia a bassa ed alta frequenza è possibile determinare l'impedenza complessa e da questa, nota la costante dielettrica di acqua, ghiaccio e aria alle differenti frequenze (Figura 36), è possibile stimare il contenuto percentuale delle 3 componenti:

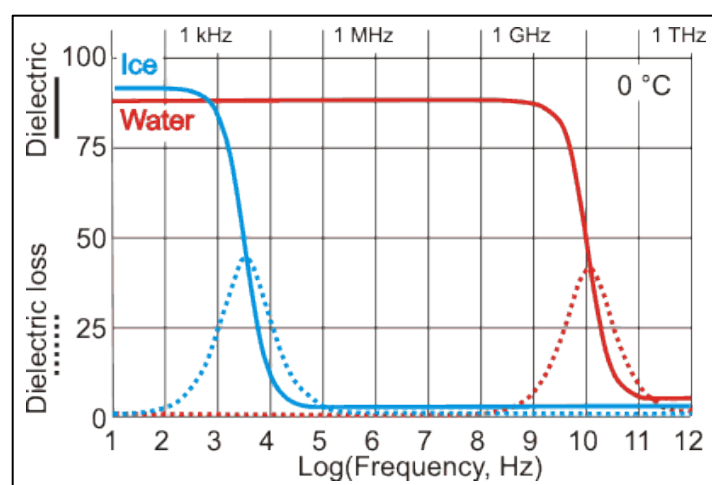


Figura 36 - Costante dielettrica a diverse frequenze

$$\begin{cases} \varepsilon_{mLf}^{\alpha} = \varepsilon_{IceLf}^{\alpha} + \varepsilon_{WaterLf}^{\alpha} + \varepsilon_{AirLf}^{\alpha} \\ \varepsilon_{mHf}^{\alpha} = \varepsilon_{IceHf}^{\alpha} + \varepsilon_{WaterHf}^{\alpha} + \varepsilon_{AirHf}^{\alpha} \\ 100\% = \%_{Ice} + \%_{Water} + \%_{Air} \end{cases}$$

Dove:

- ε_m = costante dielettrica misurata
- Lf = Low frequency ≈ 10 KHz
- Hf = High frequency ≈ 2000 KHz

In funzione delle percentuali delle singole componenti si stima la densità della neve come media pesata delle densità note di acqua, ghiaccio e aria a 0°:

$$\begin{aligned} \delta_{Air} &= 1.3 \text{ Kg}/m^3 \\ \delta_{Ice} &= 917 \text{ Kg}/m^3 \\ \delta_{Water} &= 1000 \text{ Kg}/m^3 \\ \delta_{Snow} &= \frac{\sum_i \delta_i \%_i}{100} \end{aligned}$$

Conoscendo dunque il contenuto di acqua liquida, aria e ghiaccio nello strato nevoso si può calcolare la densità della neve, combinando infine i dati della densità della neve con l'altezza neve nota e quindi il volume si può ottenere lo Snow Water Equivalent.

Esso può essere utilizzato nelle aziende idroelettriche e dalle autorità di prevenzione delle inondazioni, per il monitoraggio preciso delle risorse idriche su scala idrografica, ed è indispensabile la determinazione della fusione nivale per quanto riguarda la previsione e la prevenzione delle inondazioni. Può essere utilizzato in agricoltura e idrogeologia dove la stima dell'infiltrazione d'acqua di fusione nel suolo e nel sottosuolo sono molto importanti: le informazioni circa il contenuto di acqua liquida rende possibile stimare il punto di saturazione e la neve sciolta disponibile per ruscellamento o infiltrazione.

Lo SPA può contribuire ad aumentare la sicurezza dei villaggi alpini e nelle località sciistiche, poiché i dati possono essere utilizzati dalle autorità responsabili per il monitoraggio dei fenomeni valanghivi.

Tabella 10: Caratteristiche del sensore

Componente	Descrizione
Sensore SPA	4 + 4 sensori montabili
	3 m lunghezza delle strisce
	Resistente all'acqua e ai raggi UV
	4 cm di spessore della singola striscia
Ancoraggi sensore SPA	Fissaggio meccanico dei sensori SPA
Unità di misura e controllo	Analizzatore di impedenza per misurare l'impedenza lungo il cavo
	Controllo attraverso un multiplexer dei vari cavi
	Unità di controllo della misura e del calcolo dei parametri del manto nevoso con un interfaccia seriale RS 232; con trasmissione in formato ASCII

2.2.13 ACQUISITORI DATI MULTIFUNZIONE OTT

2.2.13.1 DATALOGGER LOGOSENS2 E NETDL 500



Figura 37 - Datalogger LogoSens2 e netDL 500

I datalogger multifunzione OTT, realizzati da OTT Messtechnik, rappresentano l'elemento principale della stazione di acquisizione dati.

Il datalogger OTT LogoSens2 è un'unità versatile impiegabile sia per applicazioni nel campo dell'idrometria, sia per applicazioni generiche di acquisizione e trasmissione dati, ed anche in settori come la meteorologia e l'agrometeorologia. Ha dimensioni compatte e dispone di 8 ingressi espandibili a 16. Ciascun ingresso è programmabile via software come:

- *Ingresso Analogico* di Tensione (0...50 mV, 0...5 V, 0...10 V),
- *Ingresso analogico* di Corrente (0...20 mA, 4...20 mA), PT 100 o NTC 6K;
- *Ingressi Digitali* RS232, RS485 oppure SDI 12;
- *Ingresso a Impulsi* oppure di frequenza.

Il microprocessore ed il convertitore analogico/digitale sono a 16 bit per garantire un'elevata risoluzione dei dati acquisiti. Il sistema operativo risiede su memoria di tipo *Flash Eprom* ed è quindi possibile effettuarne gli eventuali aggiornamenti software tramite un collegamento con il PC. Anche la registrazione dei dati viene effettuata su memoria di tipo *Flash Eprom* che quindi non richiede l'utilizzo di batterie di backup interne. La memoria per la registrazione dei dati è in grado di

memorizzare circa 500.000 valori misurati ed è alimentabile mediante una tensione compresa tra gli 8 e 16 V DC.

OTT LogoSens2 è dotato di interfaccia IrDA ad infrarossi per la comunicazione locale con il PC, per mezzo del quale sono possibili la parametrizzazione e lo scarico dati.

Un Display LCD (122 x 32 dots) permette la visualizzazione del valore istantaneo di ciascuno dei sensori collegati; un selettore/pulsante consente la selezione del sensore desiderato. Le 2 porte seriali RS 232 sono utilizzabili per la teletrasmissione dei dati, attraverso il collegamento con modem per linea telefonica commutata, modem ISDN, modem GSM/GPRS, modem Radio o trasmettitore satellitare.

Il datalogger OTT netDL 500 è stato sviluppato specificatamente per l'uso nel campo dell'idrologia e in stazioni meteorologiche. Oltre a registrare dati, presenta un consumo di energia estremamente ridotto e offre opzioni flessibili per il trasferimento dei dati tramite Internet e le reti mobili, per fornire una soluzione di registrazione e telemetria per ogni progetto.

- Caratteristiche: Host USB, Dispositivo USB, RS-232, Satellite, Cellulare, Datalogger, Comunicazione industriale
- Comunicazione IP: Sì
- Interfacce sensore: SDI-12, RS-485 (SDI-12), Modbus RTU, analogue-in (voltage and current), Impulse Input, Status Input

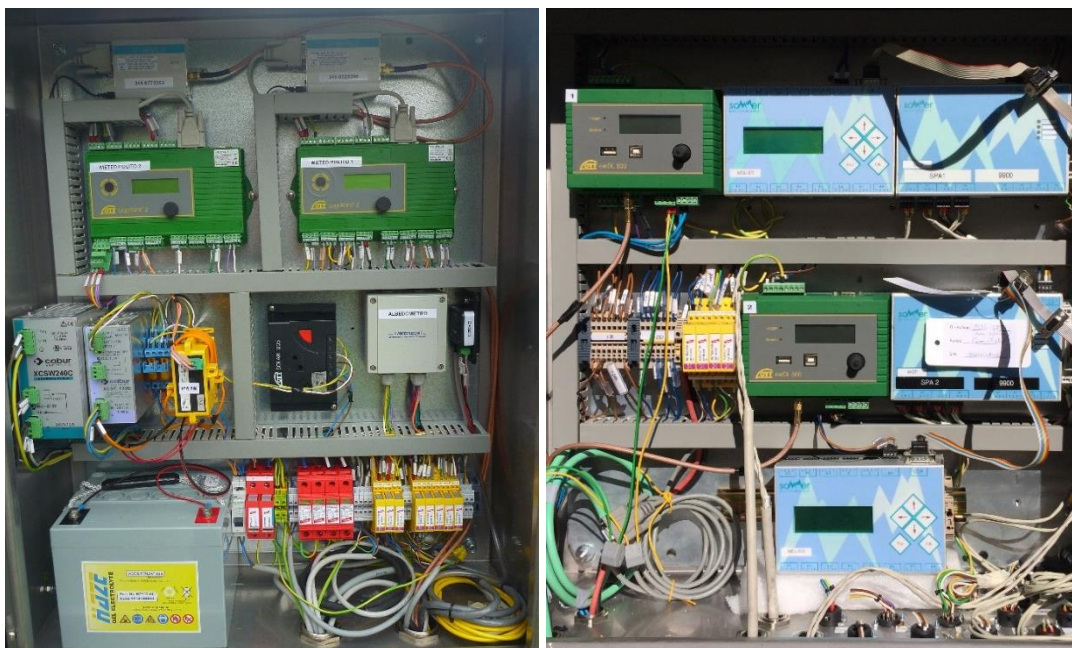


Figura 38 - Cassette di controllo

3. SNOW WATER EQUIVALENT

3.1 DEFINIZIONE

Lo *Snow Water Equivalent* rappresenta il contenuto di acqua presente nella neve ed ottenuto dal processo di fusione di un campione di neve (Figura 39). La densità è definita come il rapporto di massa per unità di volume. Dal momento che la massa (M) del campione è la stessa a prescindere dal fatto che sia neve o acqua la relazione tra di esse può essere espressa utilizzando rispettivamente densità (ρ) e volumi (V).

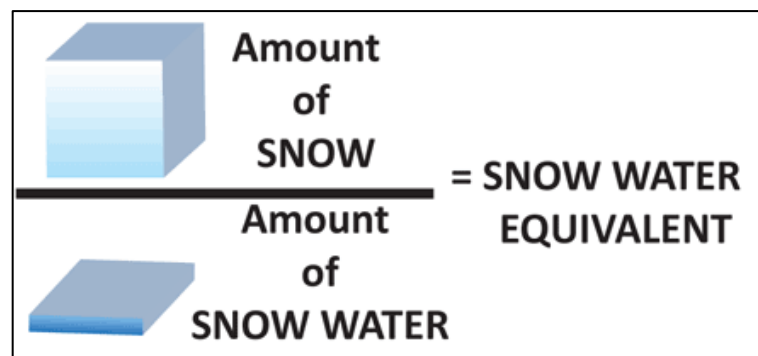


Figura 39 - Snow Water Equivalent

Indicando con:

- V_{snow} = il volume di neve nel campione
- ρ_{snow} = la densità della neve nel campione
- V_{water} = il volume di acqua quando il campione è fuso
- ρ_{water} = la densità dell'acqua

ed assumendo che:

$$\rho = \frac{M}{V}$$

$$M = \rho V$$

allora:

$$\rho_{\text{snow}} V_{\text{snow}} = M_{\text{water or snow}} = \rho_{\text{water}} V_{\text{water}}$$

Sostituendo nella formula la densità dell'acqua=1000 kg/m³ si ottiene:

$$V_{water} = V_{snow} \frac{\rho_{snow}(kg/m^3)}{1000(kg/m^3)}$$

Indicando con:

- z = altezza neve (Snow Depth)
- SWE = altezza dell'acqua (Snow Water Equivalent)
- A = area di base del volume campione

Si può assumere che:

$$V_{water} = A \cdot SWE$$

$$V_{snow} = A \cdot z$$

Sostituendo nella formula precedente si ottiene:

$$A \cdot SWE = A z \frac{\rho_{snow}(kg\ m^{-3})}{1000(kg\ m^{-3})}$$

Semplificando per l'area:

$$SWE = z \frac{\rho_{snow}(kg\ m^{-3})}{1000(kg\ m^{-3})}$$

Dal momento che le unità di misura dello SWE e di z sono le stesse, la relazione è mantenuta. Tuttavia l'altezza di neve è generalmente misurata in cm, mentre lo SWE è espresso in mm. Pertanto si può introdurre, nella relazione precedente, un fattore di conversione che esprima lo SWE in mm e la z in cm:

$$SWE(mm) = z(cm) \frac{10\ mm}{1\ cm} \frac{\rho_{snow}(kg\ m^{-3})}{1000\ kg\ m^{-3}}$$

Da qui si ottiene in fine:

$$SWE(mm) = z(cm) \frac{\rho_{snow}(kg\ m^{-3})}{100}$$

Talvolta il contenuto d'acqua nella neve viene espresso in percentuale, assumendo che le unità di misura dello SWE e di z siano le stesse:

$$Water\ Content\ (\%) = \frac{SWE(cm)}{z\ (cm)} 100$$

A fronte di queste considerazioni lo Snow Water Equivalent (SWE) può essere considerato come altezza di acqua teorica che risulterebbe se l'intero strato nivale venisse fuso istantaneamente. Lo SWE è quindi definito come prodotto tra altezza di neve e densità della neve e le unità di misura con cui può essere rappresentato sono mm (o m) o kg/m². Risultano pertanto valide le relazioni seguenti:

$$SWE\ (kg/m^2) = \text{snow depth (m)} \cdot \text{snow density (kg/m}^3)$$

$$SWE\ (m) = \frac{\text{snow depth (m)} \times \text{snow density (kg/m}^3)}{\text{water density (kg/m}^3)}$$

$$SWE\ (m) = \frac{SWE\ (kg/m^2)}{1000\ (kg/m^3)}$$

$$SWE\ (mm) = SWE\ (kg/m^2)$$

Infatti, 1 mm di altezza d'acqua distribuito su una superficie di 1 m² pesa 1 kg.

3.2 MISURE DI SWE

Durante il periodo di studio, oltre ad affidarsi al dato fornito in continuo dalla stazione meteo, sono state effettuate periodiche misure manuali nell'area circostante la stazione meteo, in modo tale da confrontare i valori ottenuti dalla stazione con i valori misurati manualmente (Figura 40).

Le misure di SWE sono state effettuate utilizzando il kit nivologico composto da:

- Pala e sonda graduata
- Lastrina cristallografica
- Tubo carotatore in alluminio 500 ml
- Lente ingrandimento 10X
- Dinamometro 500 g

Le misure vengono eseguite lungo una stratigrafia nivale rappresentativa del manto inalterato. Per ogni strato nivoso riconosciuto si effettua la misura di SWE per poi calcolare il risultato sull'intera sezione.

Si rimanda agli allegati finali per i report relativi ad ogni misurazione effettuata.



Figura 40 - Misure manuali di SWE

4. I DATI DELLA STAZIONE METEO

4.1 ANALISI DEI DATI

Di seguito si riportano alcune interessanti considerazioni sui dati raccolti per quanto riguarda l'analisi del manto nevoso, lo Snow Water Equivalent e il processo di ricarica idrica derivante.

I dati presentati come esempio fanno riferimento alla stagione 2014-2015 (novembre 2014 – maggio 2015).

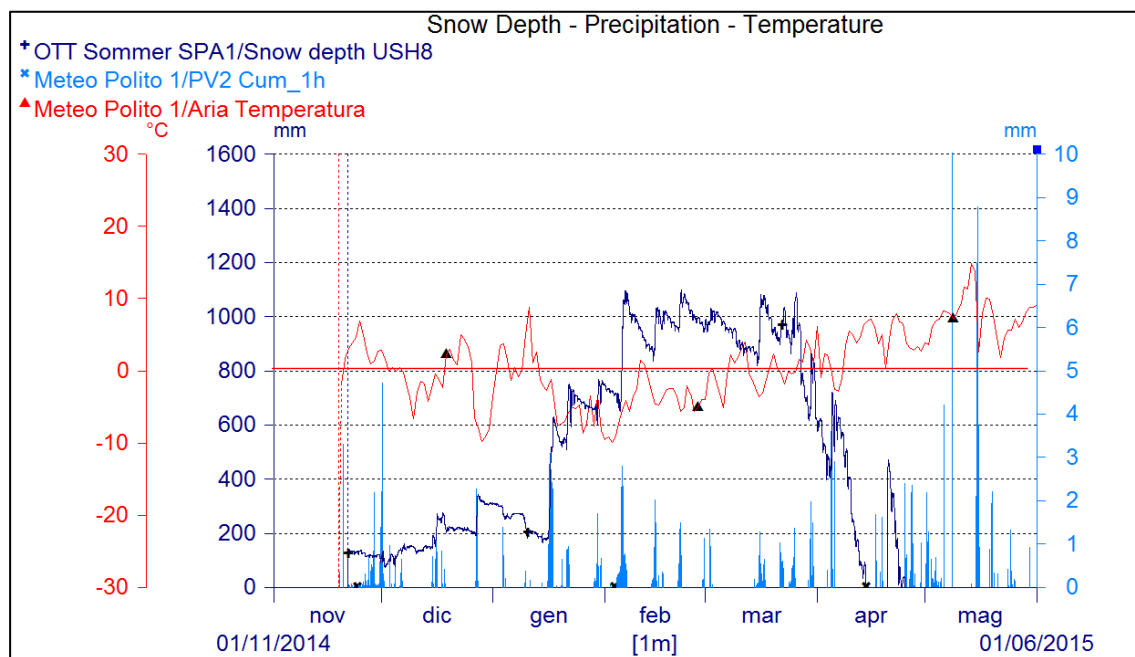


Figura 41 - Grafico di confronto Altezza neve – Precipitazione Oraria – Aria Temperatura

In Figura 41 si evidenziano le precipitazioni nevose, registrate dal Pluvio2 a bocca riscaldata, alle quali corrisponde un immediato incremento dell'altezza del manto nevoso seguito poi da una fase di compattazione dello strato.

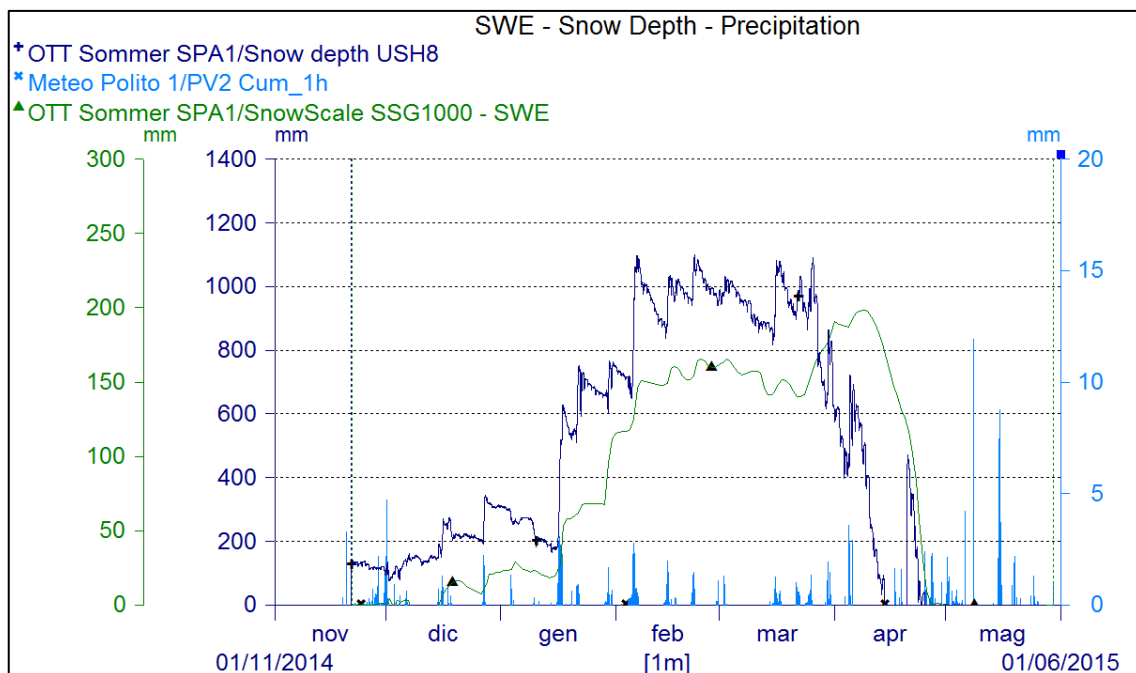


Figura 42 - Grafico di confronto Altezza neve, Precipitazione Oraria, Snow Water Equivalent

In Figura 42 si evince come al progressivo accumulo stagionale della neve corrisponde il graduale aumento dello Snow Water Equivalent misurato dallo Snow Scale.

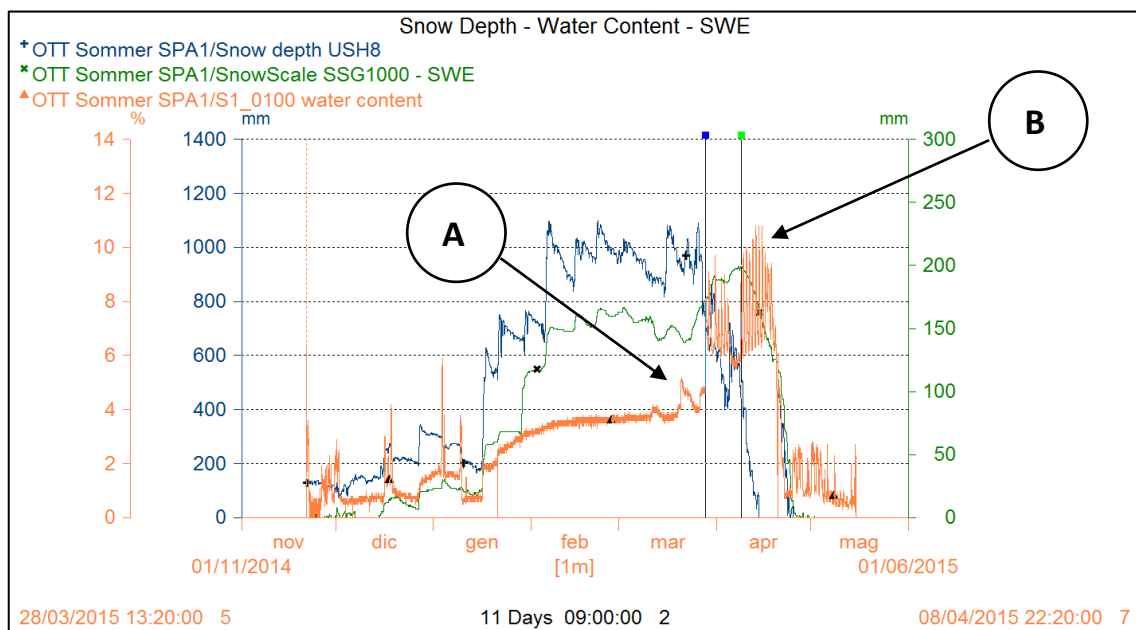


Figura 43 - Grafico di confronto Altezza neve, Snow Water Equivalent, Contenuto % d'acqua a 10 cm dal suolo

In Figura 43 si vede come a fine marzo si ha un aumento notevole del contenuto d'acqua nello strato nivale (A) fino a superare il 5%. Quando il contenuto d'acqua raggiunge il 7-8 % si riscontra una repentina diminuzione misurata dallo snow scale che evidenzia l'inizio del run-off derivante da fusione nivale.

In Figura 44 si evidenzia il progressivo aumento del contenuto d'acqua alle diverse altezze a partire dagli strati superiori, a scendere. Il contenuto d'acqua rappresenta dunque un importante indicatore di preavviso per l'inizio della fusione ed il conseguente run-off derivante:

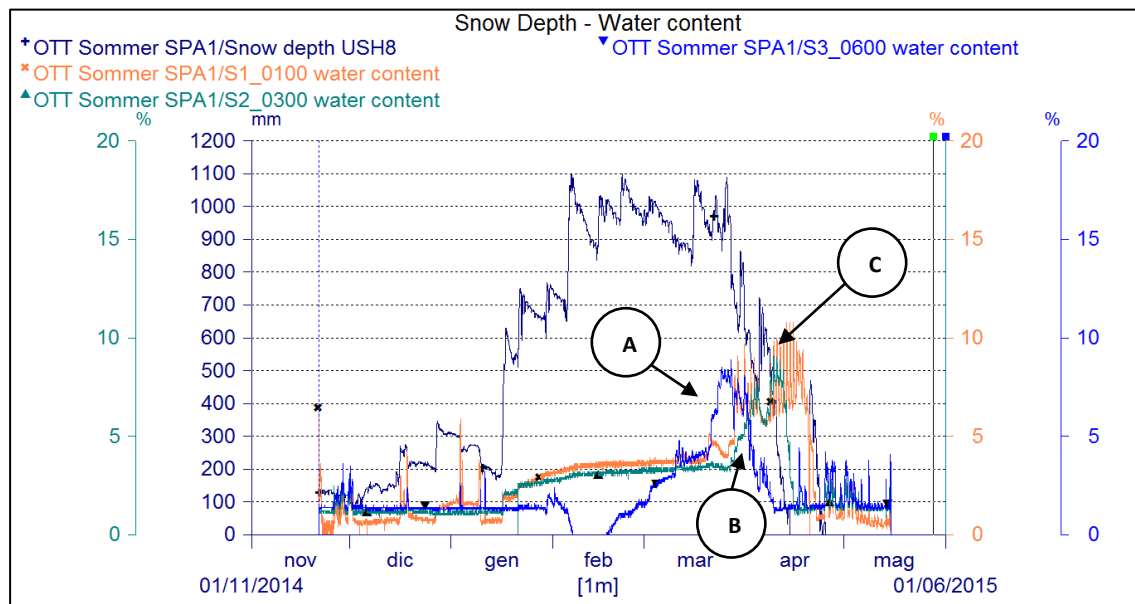


Figura 44 - Grafico di confronto Altezza neve, Contenuto % d'acqua nella neve a diverse altezze

Analizzando lo SPA alle diverse altezze si riscontra come l'evento di fusione inizia circa 10-20 giorni dopo il raggiungimento del 7-8% d'acqua all'interno degli strati nivali. In particolare i tempi di risposta alle diverse altezze sono:

- SPA a 10 cm dal suolo: dopo 10 giorni
- SPA a 35 cm dal suolo: dopo 13 giorni
- SPA a 60 cm dal suolo: dopo 19 giorni

Combinando i dati al pluviografo interrato si riscontra come questo risponde progressivamente all'avvio del periodo fusione nivale (Figura 45).

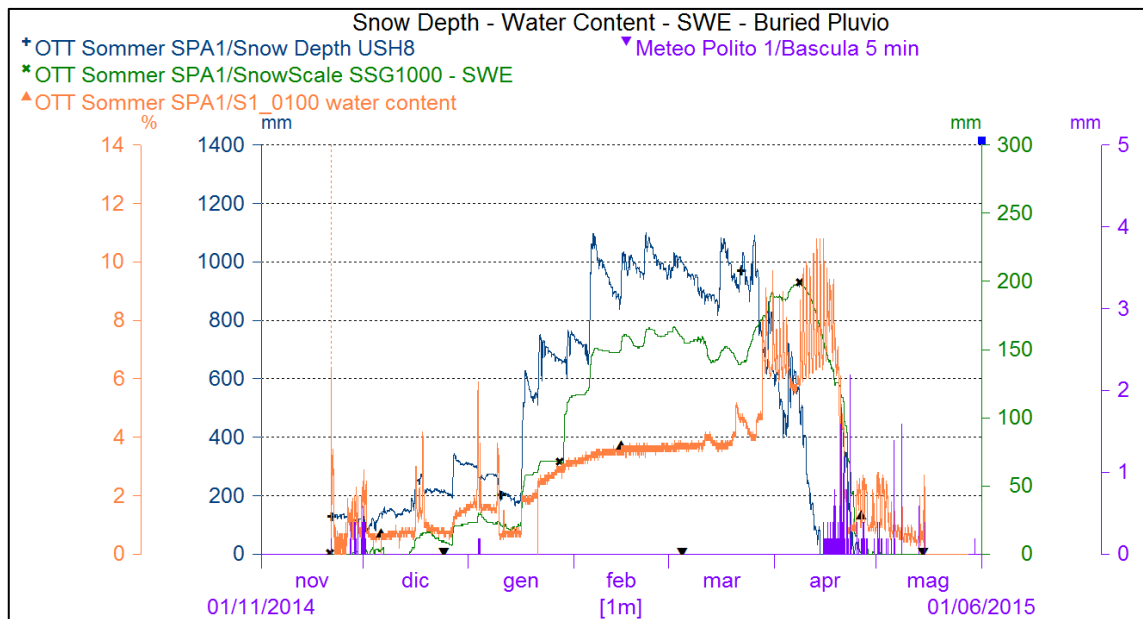


Figura 45 - Grafico di confronto Altezza neve, SWE, Contenuto % d'acqua, Pluviografo interrato

5.1 CORPI IDRICI DEL BACINO DI MASCOGNAZ

5.1 LE SORGENTI DI MASCOGNAZ



Figura 46 - Sorgente Mascognaz 1

Le sorgenti di Mascognaz situate a chiusura del bacino sono entrambe strumentate con una sonda in continuo, in particolare:

La sorgente Mascognaz 1 è dotata di sonda OTT CTD per il monitoraggio di livello (mm) (portata), temperatura (°C) e conducibilità elettrica ($\mu\text{S}/\text{cm}^2$)

La sorgente Mascognaz 2 (situata circa 100 m a monte della prima) è dotata di sonda OTT Orpheus Mini per il monitoraggio di livello (mm) e temperatura (°C).

Le caratteristiche tecniche di queste sonde verranno illustrate nelle pagine seguenti.

5.1.1 LE SONDE MULTIPARAMETRICHE

5.1.1.1 OTT CTD



Figura 47 - Sonde OTT

Strumento con sensore e datalogger integrati per la misurazione di livello dell'acqua, temperatura e conduttività

OTT CTD è uno strumento con sensore e datalogger integrati per la misurazione di livello dell'acqua, temperatura e conduttività in applicazioni nell'ambito delle acque sotterranee e di superficie.

Dispone di una resistente cella di misurazione in ceramica per assicurare una precisione a lungo termine delle misurazioni e possiede uscite per salinità e totale di solidi disciolti (TDS, Total Dissolved Solids). Il suo datalogger incorporato consente di gestire e archiviare tutte le misurazioni a intervalli programmabili dall'utente.

- Applicazione: Acqua di superficie, Acque sotterranee
- Tecnologia di misurazione: Cella di pressione ventilata e cella di conduttività a 4 elettrodi in grafite
- Parametri misurati: Waterlevel, Temperature, Conductivity
- Caratteristiche del prodotto: Misura e registra i parametri di water level, temperature, conductivity
- Intervallo di misurazione: 0 ... 4, 10, 20, 40, e 100 m
- Conductivity: 0.001...2.000 mS/cm, 0.10...100.00 mS/cm
- Precisione: ± 0.05 % FS
- Datalogger interno: Sì

5.1.1.2 OTT ORPHEUS MINI



Figura 48 - Sonde OTT

Strumento con sensore di pressione integrato e datalogger per misurazioni del livello in applicazioni nell'ambito delle acque di superficie e sotterranee

OTT Orpheus Mini è un sensore di pressione integrato e un datalogger per misurazioni del livello in applicazioni nell'ambito delle acque di superficie e sotterranee. Dispone di una resistente cella di misurazione in ceramica per assicurare una precisione a lungo termine delle misurazioni e il suo datalogger integrato consente di gestire e archiviare tutte le misurazioni a intervalli programmabili dall'utente. Orpheus mini può essere associato a OTT ITC per la trasmissione remota dei dati.

- Applicazione: Acqua di superficie, Acque sotterranee
- Tecnologia di misurazione: Cella di pressione ventilata
- Parametri misurati: Waterlevel/Pressure, Water temperature
- Caratteristiche del prodotto: misura e registrazione dei parametri di water level e temperature
- Intervallo di misurazione: 0 ... 4, 10, 20, 40, and 100 m
- Precisione: $\pm 0.05\%$ FS
- Datalogger interno: Sì

5.1.2 SERIE DEI DATI ACQUISITI

Di seguito (Figura 49 e Figura 50) si riportano i grafici relativi al monitoraggio di Portata, Conducibilità Elettrica e Temperatura degli anni 2010-2015:

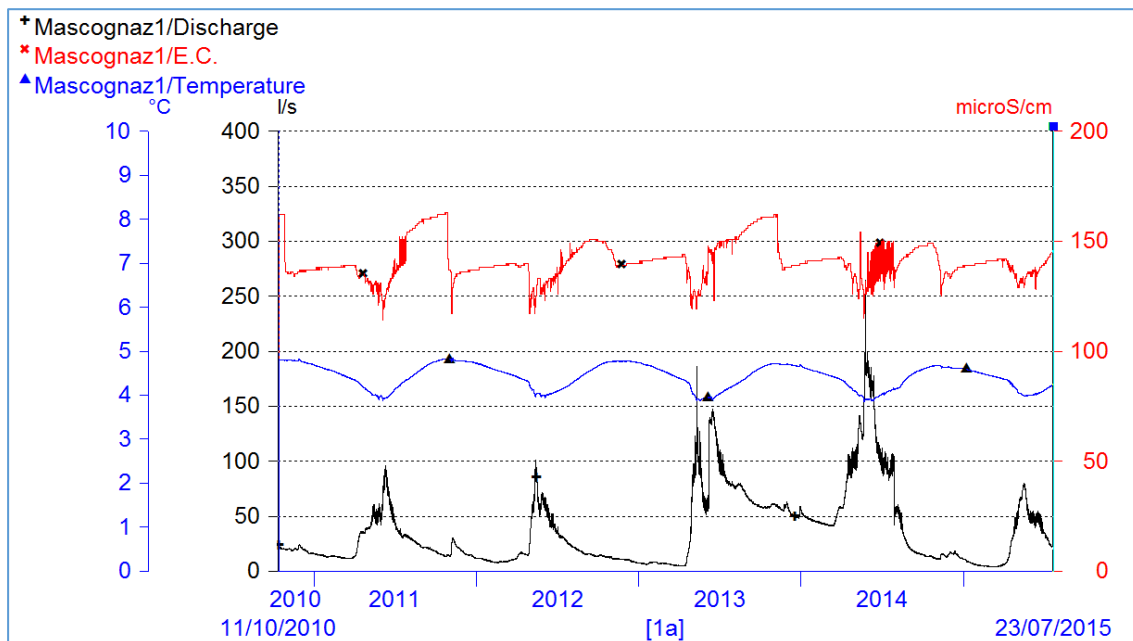


Figura 49 - Sorgente Mascognaz 1

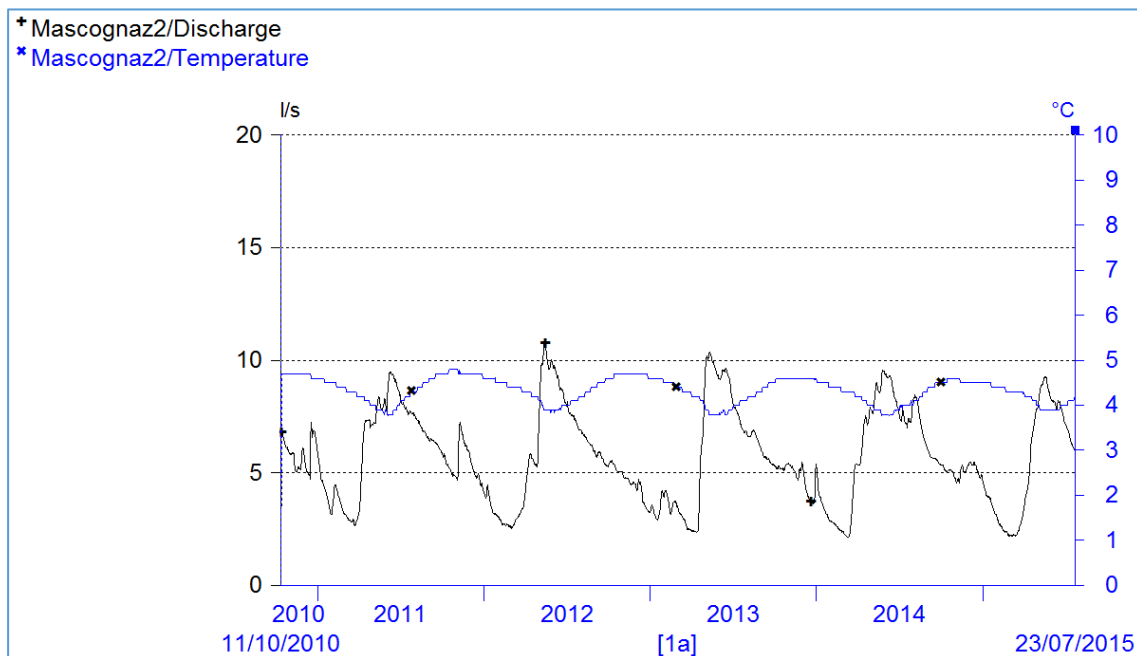


Figura 50 - Sorgente Mascognaz 2

5.2 IL TORRENTE DI MASCOGNAZ



Figura 51 - Sonda multiparametrica installata sul torrente Mascognaz

Una sonda multiparametrica OTT CTD è stata installata sul torrente Mascognaz da Agosto 2015.

Nelle figure di seguito (Figura 52 e Figura 53) si riportano i dati collezionati.

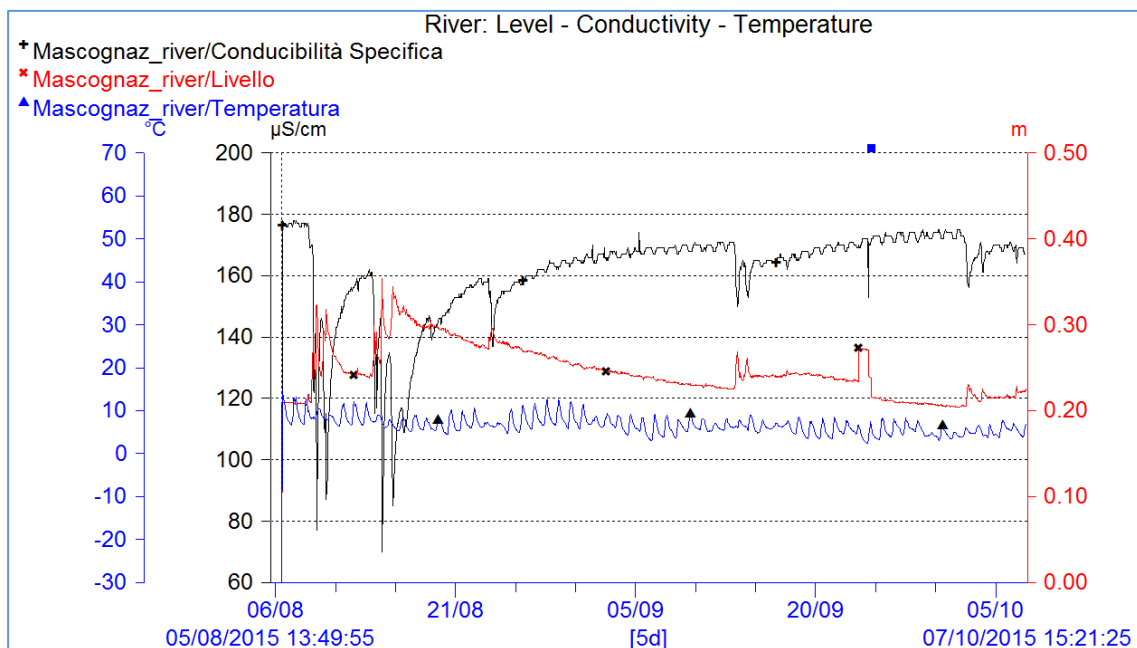


Figura 52 - Confronto Conducibilità Elettrica, Livello e Temperatura

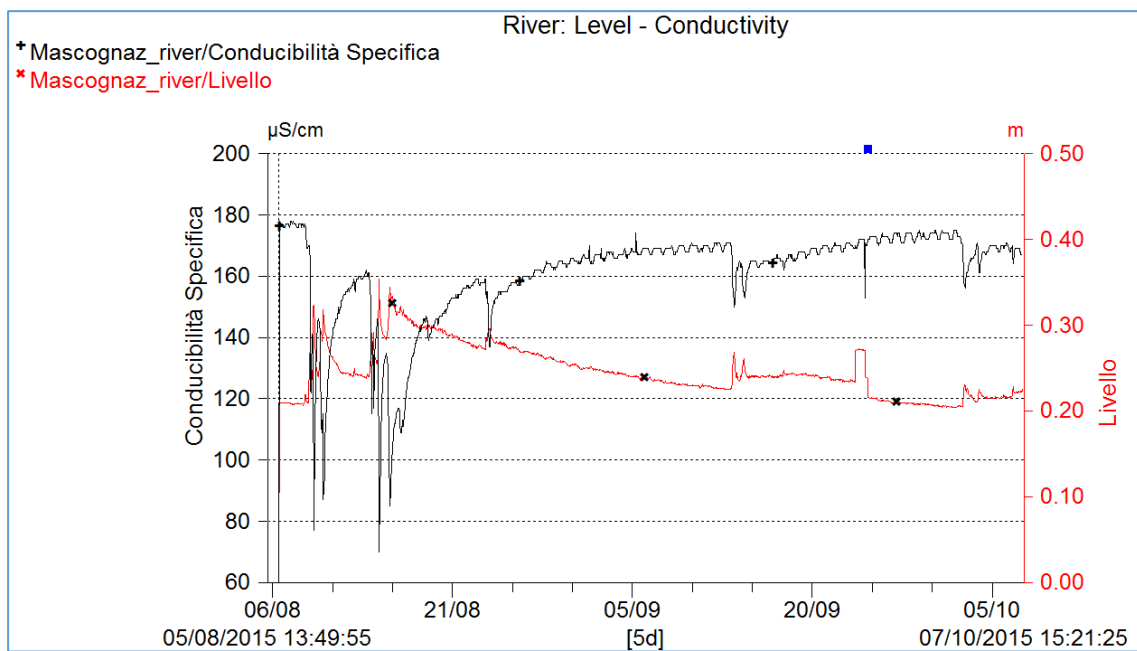


Figura 53 - Confronto Conducibilità Elettrica, Livello e Temperatura

6. MORFOLOGIA E MODELLI DIGITALI DEL TERRENO

6.1 INTRODUZIONE ALLA MORFOLOGIA E ALLA TOPOGRAFIA DIGITALE

La morfologia del terreno ricopre un ruolo fondamentale nella conoscenza, modellazione ed analisi della superficie terrestre e dei processi atmosferici. Questo legame è così forte che la conoscenza della morfologia del terreno può direttamente condurre alla comprensione di questi processi (Hutchinson, et al., 2000). I processi naturali rivestono un ruolo dominante, diverso a seconda della scala spazio-temporale alla quale si fa riferimento e, specialmente riguardo alle applicazioni relative ai modelli di erosione del suolo, è probabile che diverse interazioni e differenti processi diventino dominanti, spostandosi da scala locale a scala di bacino o regionale.

Molte ricerche in campo idrologico, geomorfologico ed ecologico del secolo scorso sono state condotte a scala globale e a nano o microscala, mentre meso e toposcala (Figura 54) hanno ricevuto relativamente minore attenzione (Wilson, et al., 2000). Queste due scale intermedie rivestono notevole importanza in campo ambientale in quanto molte problematiche, come l'aumento dell'erosione del suolo o l'inquinamento non puntuale, richiedono adeguate strategie gestionali proprio a queste scale. I più importanti controlli operanti alla toposcala sono senza dubbio l'influenza della morfologia del terreno sull'idrologia di bacino e l'impatto di pendenza ed esposizione sull'irradiazione solare (Figura 54). Molti studi hanno dimostrato come la forma della superficie influisce sulla migrazione laterale e l'accumulo di acqua, neve, sedimenti e altre componenti dei processi di deflusso idrico. Queste variabili, a loro volta, influenzano lo sviluppo del suolo ed esercitano un forte influsso sulla distribuzione spaziale e temporale di luce, acqua e nutrienti minerali fondamentali per la vita delle piante, ma anche per le dinamiche dei corsi d'acqua e la stabilità dei versanti dei bacini montani.

In particolare, la dinamica del sedimento nei bacini montani comprende un'ampia serie di processi che vanno dall'erosione e dalle frane superficiali sui versanti, al trasporto nel reticolo idrografico ed al deposito del sedimento in aree di conoide e fondovalle. La gestione dei bacini montani ed il controllo e la sistemazione dei corsi d'acqua richiedono affidabili metodi di analisi delle dinamiche del sedimento.

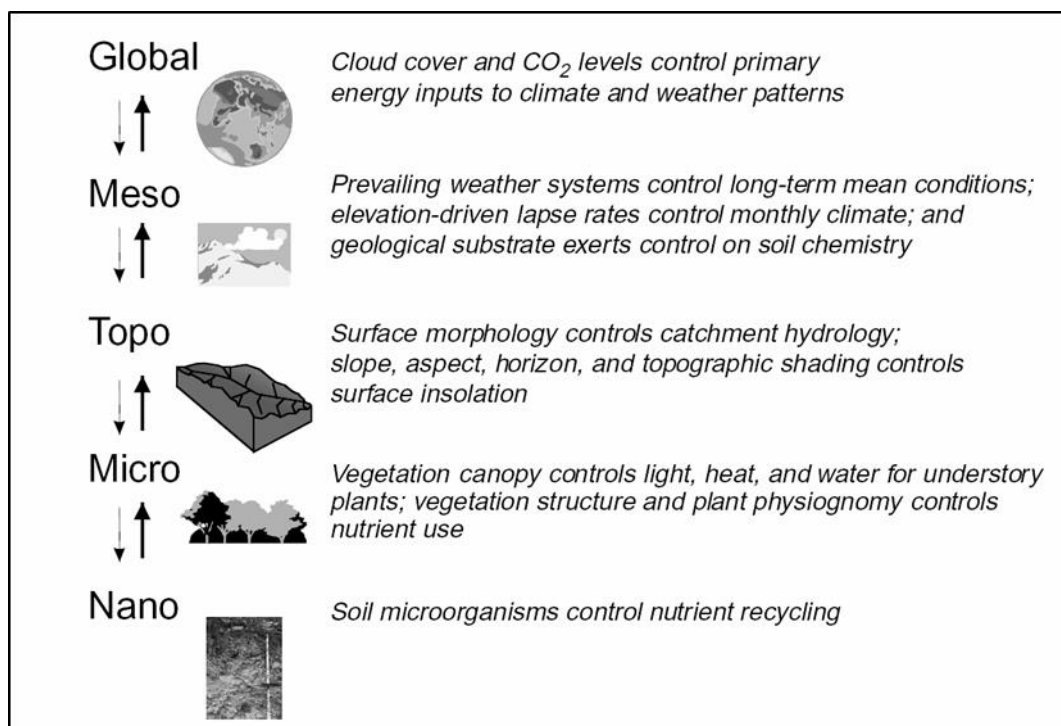


Figura 54 - Processi biofisici operanti a diverse scale (Wilson, et al., 2000)

La topografia digitale e i Sistemi Informativi Geografici (GIS) hanno consentito un importante miglioramento nelle tecniche di visualizzazione e analisi del territorio, aprendo nuovi scenari per applicazioni precedentemente non praticabili. Lo sviluppo delle tecnologie a base GIS ha reso possibile una radicale modifica dell'approccio allo studio idrologico dei bacini idrografici o, più in generale, del territorio, sia dal punto di vista teorico che da quello operativo. Durante l'ultimo ventennio, l'aumento di interesse e di lavori a livello di topo e mesoscala ha condotto ad un crescente sviluppo di strumenti per lo studio e l'analisi del terreno operanti su dati sempre migliori ed a più alta risoluzione (McDonnell, et al., 1998), (Wilson, et al., 2000), (Bishop, et al., 2004).

Per quanto detto in precedenza, si deduce che la rappresentazione digitale del terreno può essere considerata l'informazione fondamentale per la comprensione e lo studio di processi geomorfologici e idrologici, specialmente nei bacini montani, dove la morfologia gioca un ruolo predominante per la risposta idrologica. A partire dall'informazione di base fornita dalla topografia, ma anche da altri livelli informativi direttamente derivati dai rilievi (uso del suolo, litologia ecc.), è possibile derivare mappe di sintesi che costituiscono indicatori dei processi, o, più correttamente, di potenzialità dei processi (Cazorzi, et al., 2000).

6.2 MODELLI DIGITALI DI ELEVAZIONE (DEM): STRUTTURE E FONTI DEI DATI

I DEM, definiti da Burrough e McDonnell (Burrough, et al., 1998) come “qualsiasi rappresentazione digitale della variazione continua del rilievo nello spazio”, possono essere organizzati, a seconda della fonte dei dati e dell'applicazione desiderata, in tre strutture di dati (Figura 55) abbondantemente descritte in letteratura (Moore, et al., 1991); (Weibel, et al., 1991); (Wilson, et al., 2000):

- a) DEM grid
- b) Triangulated Irregular Networks (TIN)
- c) Tubi di flusso (DEM basati su curve di livello)

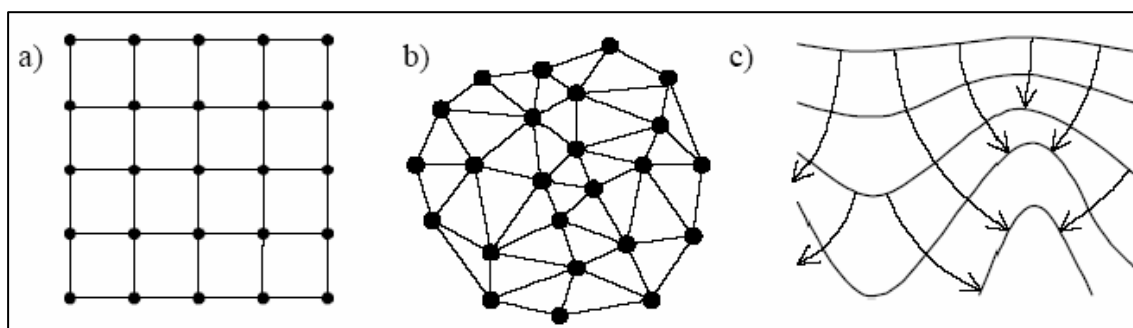


Figura 55 - Strutture DEM (da Moore et al., 1991)

Il DEM in formato grid (Figura 55a) è strutturato come una matrice a celle regolari quadrate in cui ogni pixel immagazzina l'informazione altimetrica, mentre il TIN (Figura 55b) è basato su elementi triangolari che hanno i vertici in punti di quota nota. Il vantaggio del TIN rispetto al DEM grid è quello di incorporare forme come picchi, cambi di pendenza e depressioni. Sebbene il DEM in formato grid sia solitamente ridondante nelle aree pianeggianti e tenda a perdere il dettaglio delle zone a più elevata pendenza, è stata, comunque, la struttura dati più diffusamente utilizzata nell'ultima decade, grazie soprattutto alla sua semplicità di gestione nei programmi di calcolo ed alla facilità di implementazione di algoritmi per le analisi raster. Anche il TIN ha avuto ampia diffusione grazie anche alla miglior efficienza nell'immagazzinare i dati: la densità dei vertici dei triangoli si adatta alla scabrezza del terreno evitando così la ridondanza dei dati nelle aree pianeggianti (Moore, et al., 1991). Minore diffusione ha avuto invece la struttura che prevede la suddivisione della superficie in piccoli poligoni irregolari formati dalle curve di livello e dalle linee di deflusso ad esse ortogonali (Figura 55c). Peraltro, la struttura a tubi di flusso è stata utilizzata frequentemente per applicazioni idrologiche (e.g., Montgomery e Dietrich, 1994) data la facilità di

implementazione delle equazioni di flusso che questo tipo di struttura consente (Wilson, et al., 2000).

Una classificazione più recente, riportata da Hengl e Evans (Hengl, et al., 2009), distingue i DEM in due gruppi principali:

1. *vector-based* (o irregolari)
2. *raster-based* (regolari) DEM.

In relazione alla classificazione precedente, le strutture TIN e i tubi di flusso appartengono entrambe al primo gruppo.

Per aree caratterizzate da elevata complessità morfologica o scabrezza superficiale, i DEM di tipo irregolare sono in grado di utilizzare una minor spaziatura tra i punti, mentre una maggiore spaziatura è possibile dove i rilievi sono più bassi e la morfologia più dolce. In questo modo, essi sono in grado di descrivere in modo assai accurato i bruschi cambi di quota utilizzando lo stesso numero di punti dei DEM grid.

Nei DEM di tipo raster le quote sono immagazzinate utilizzando una struttura regolare (Figura 56) che è consistente in ogni parte dell'area di studio.

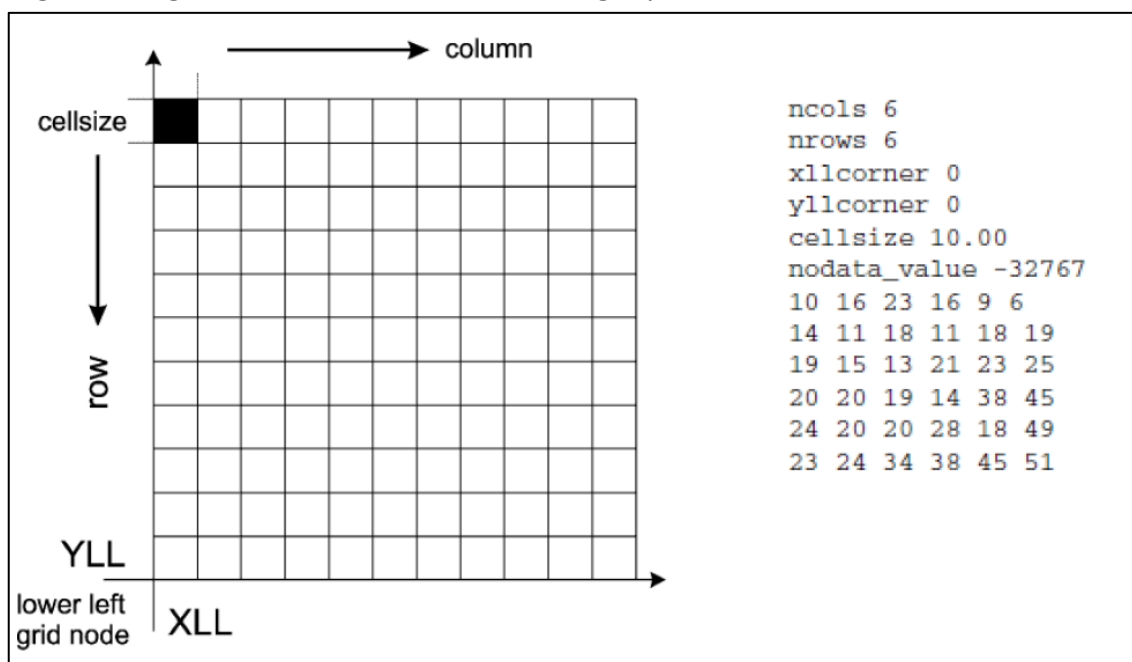


Figura 56 - Raster Grid in formato ASCII

Sebbene appaiano smussati e continui, i DEM raster sono una rappresentazione discreta della topografia (Figura 57): una volta scelta la risoluzione del modello, cioè la dimensione della cella, non è possibile sapere se la variazione spaziale tra le celle sia improvvisa o meno.

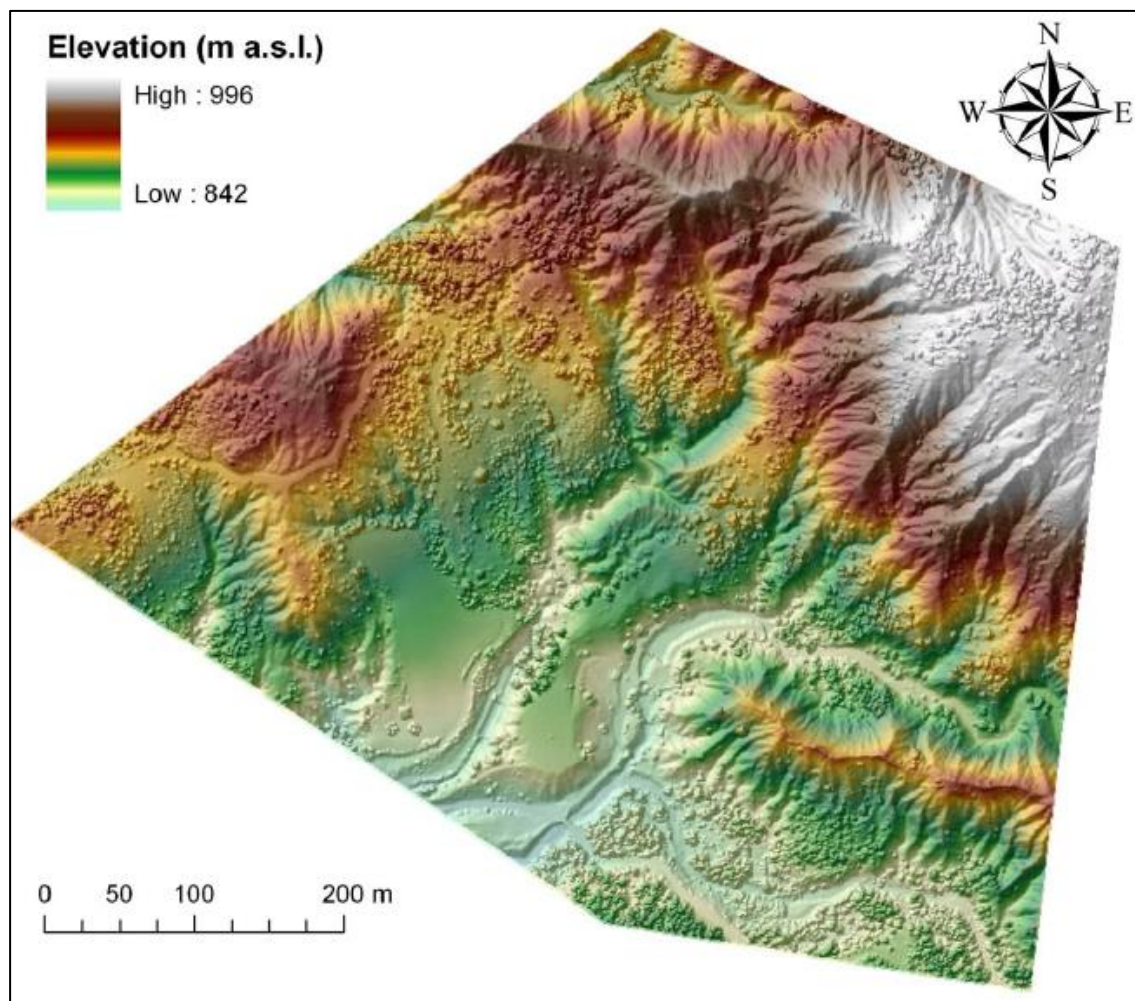


Figura 57 - Esempio di DEM di tipo raster

Ampia è la letteratura che analizza vantaggi e svantaggi di ciascuna struttura dati ma appare ormai assodato che il DEM su base grid rappresenti la forma di topografia digitale più vantaggiosa specialmente per applicazioni di tipo geomorfometrico.

I principali vantaggi dei DEM raster rispetto ai modelli vettoriali sono i seguenti:

- I raster hanno una struttura semplice;
- A partire da DEM di tipo raster è decisamente più facile derivare parametri morfometrici poiché possono essere utilizzati algoritmi meno complicati;
- I modelli raster hanno una struttura spazialmente uniforme controllata da una singola caratteristica: la dimensione della cella;
- Un raster è più adeguato ai modelli informatici utilizzati nelle operazioni di processamento dell'immagine e di stampa.

Gli svantaggi sono riassunti di seguito:

- I raster sotto-campionano la topografia nelle aree in cui la morfologia è complessa e risultano ridondati in aree pianeggianti;
- I raster richiedono più memoria rispetto ai DEM vettoriali per riprodurre la topografia con lo stesso dettaglio;
- Le diverse distanze nelle direzioni cardinali e diagonali dei centri delle celle ha un impatto sulla precisione di molti modelli idrologici (Nelson et al., 2009).

Alcune limitazioni caratteristiche di questa struttura sono state superate negli ultimi anni grazie all'aumento della potenza dei personal computer ed all'affinamento degli algoritmi di interpolazione. La crescente disponibilità di tecniche in grado di acquisire dati altimetrici ad elevata densità ed accuratezza ha permesso, inoltre, l'aumento della risoluzione (diminuzione della dimensione della singola cella) e, di conseguenza, l'aumento della rappresentatività della reale topografia.

Un ruolo di notevole importanza in aggiunta alla struttura dei modelli digitali è, quindi, rivestito dalla qualità e dalla risoluzione dei dati altimetrici utilizzati per derivarli.

6.2.1 TIPOLOGIE PRINCIPALI E CONTENUTI

I modelli altimetrici possono essere classificati in funzione del contenuto:

- Modelli digitali di quota o elevazione (*Digital Elevation Model*, DEM), in cui si descrive la superficie del terreno; tali modelli possono essere indicati anche con il termine modelli digitali del terreno (*Digital Terrain Model*, DTM);
- Modelli digitali di superficie (*Digital Surface Model*, DSM) in cui si descrive la superficie fisica del territorio, compresi gli edifici, le strutture artificiali che su di esso sono presenti, gli alberi e tutti gli oggetti presenti;

I dati necessari per descrivere un modello altimetrico sono costituiti da:

1. Un seminato di punti, disposti in modo regolare o irregolare, in corrispondenza dei quali sia nota la quota;
2. Le linee caratteristiche del terreno (DTM), degli edifici e della superficie descritta (DSM) rappresentano linee di rottura (o discontinuità): *breakline*, ovvero linee che uniscono i punti della superficie descritta caratterizzati da brusche variazioni di pendenza e altri simili punti e linee di delimitazione (Figura 58).

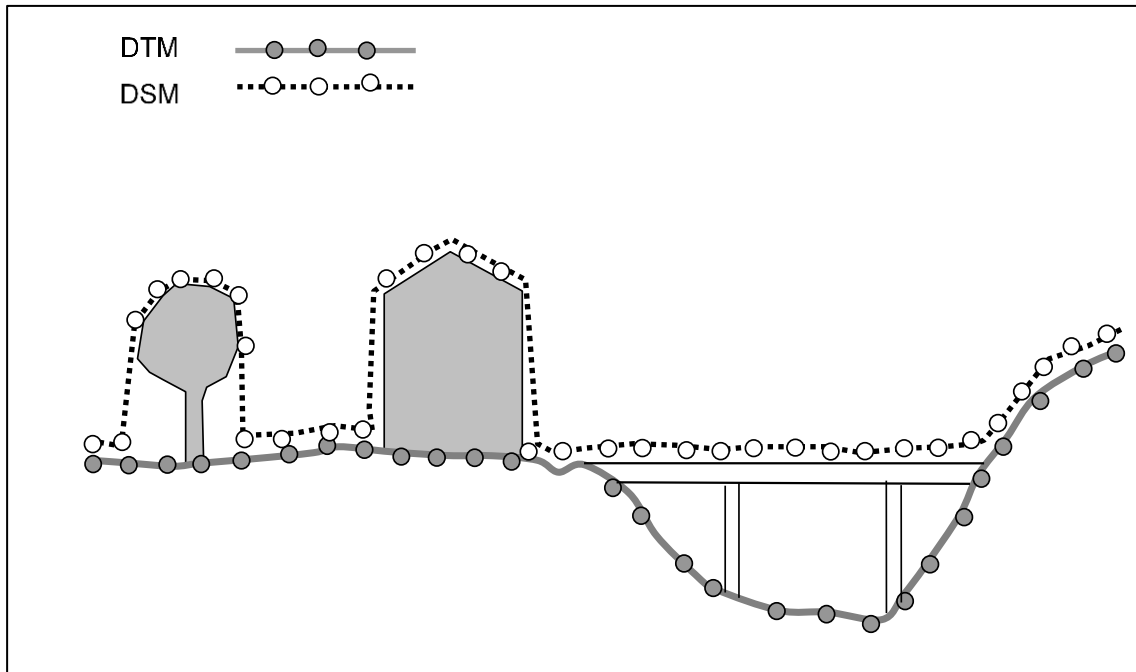


Figura 58 – differenze tra DTM e DSM

7. GEOMORFOMETRIA & GIS

7.1 INTRODUZIONE ALLA GEOMORFOMETRIA

La capacità di analizzare e quantificare le forme della superficie terrestre è essenziale per la conoscenza dei processi fisici, chimici e biologici. La variazione locale della morfologia del terreno influenza profondamente biosfera, microclima, ciclo idrologico e, in generale, la distribuzione delle attività umane sul pianeta.

La geomorfometria è una scienza che mira a completare le lacune della descrizione qualitativa delle forme, tipico della morfologia, con un approccio più quantitativo fornito dall'analisi del paesaggio mediante tecniche GIS. La geomorfometria può essere dunque definita come la scienza che si occupa dell'analisi quantitativa della superficie terrestre (Hengl, et al., 2009); (Pike, 1995); (Pike, 2000) (Figura 59). Essa attinge da discipline come matematica e statistica e dalle tecniche di processamento di immagini per quantificare la forma della topografia superficiale a diverse scale spaziali.

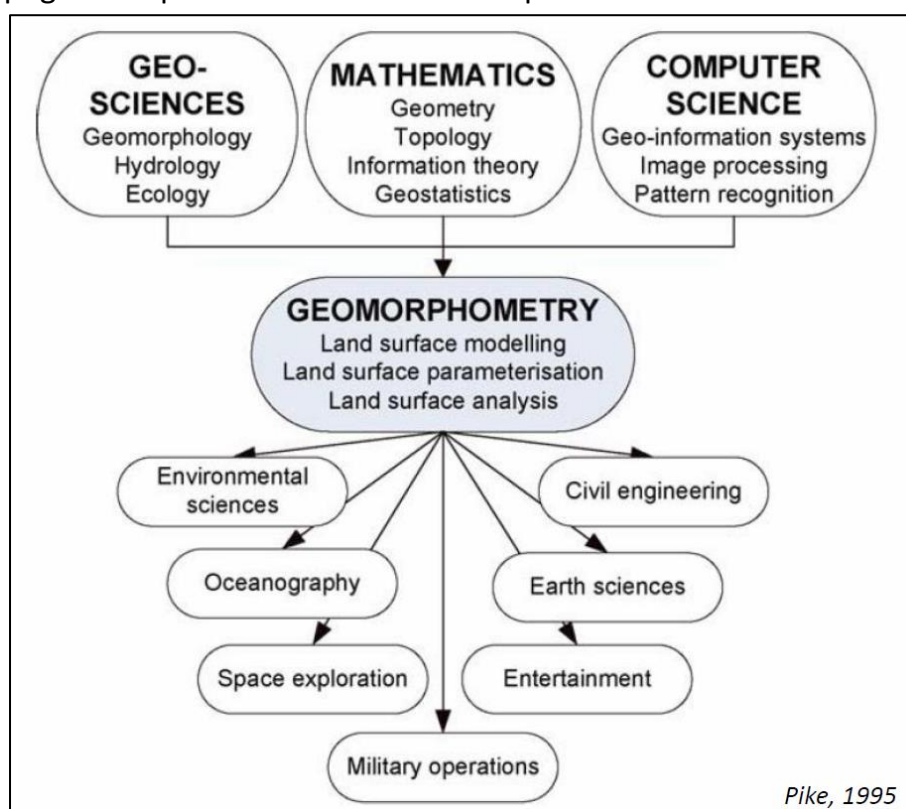


Figura 59 - Geomorphometry (Pike, 1995)

Le forme sono definite come *feature* geomorfiche e spaziano da *feature* a larga scala, come pianure e montagne, a *feature* a piccola scala come le concavità e convessità del terreno a scala locale (Błaszczynski, 1997). Come già ricordato, la forma del terreno influenza il deflusso superficiale, il trasporto dei sedimenti o

degli inquinanti e determina il clima a scala locale o regionale, perciò i fenomeni naturali e gli habitat vegetali sono direttamente correlati alle caratteristiche topografiche della superficie. L'obiettivo principale della geomorfometria è dunque quello di misurare le forme superficiali per contribuire ad una sempre migliore mappatura e modellazione di forme, suoli, vegetazione, uso del suolo, pericoli naturali ed altre informazioni. Con la rapida crescita delle sorgenti di dati topografici per la produzione di modelli digitali accurati ed ad alta risoluzione, i metodi geomorfometrici stanno diventando sempre più d'interesse per molte discipline.

In particolare, il processo di descrizione quantitativa del terreno mediante l'utilizzo del DEM è conosciuto come Analisi Digitale del Terreno (Digital Terrain Analysis: DTA). Il termine Analisi Digitale del Terreno è spesso utilizzato con accezione più generale per indicare non solamente i metodi di derivazione dei parametri morfometrici, ma anche le loro applicazioni. È opportuno sottolineare la distinzione tra il DTA ed il termine Digital Terrain Modelling (DTM) utilizzato in letteratura per indicare l'insieme delle tecniche di filtraggio ed interpolazione utilizzate per la creazione dei DEM. L'analisi digitale del terreno ha trovato ampia applicazione in idrologia, geomorfologia e biologia (Moore, et al., 1991); (Wilson, et al., 2000).

La geomorfometria rappresenta, quindi, un moderno approccio analitico-cartografico per la rappresentazione della topografia del suolo attraverso il trattamento informatico delle quote del terreno, diventa, così, uno strumento strategico ai fini dell'analisi dei processi che avvengono in natura, nell'attuazione di una corretta politica di pianificazione del territorio, nella riproduzione di possibili scenari evolutivi contribuendo in questo modo alla mitigazione del rischio idrogeologico.

Esistono due modalità di analisi geomorfometrica (Evans, 1972):

- Specifica: finalizzata allo studio di unità discrete della superficie (landforms); Questa viene considerata parte della geomorfologia quantitativa.
- Generale: tratta la superficie terrestre nella sua continuità.

7.2 PARAMETRI MORFOMETRICI

La geomorfometria, in quanto scienza che tratta dell'analisi quantitativa della topografia, si pone come obiettivo principale l'estrazione di parametri ed oggetti a partire dai Modelli Digitali delle Elevazioni.

Specifichiamo che parametri e oggetti sono le due entità fondamentali che possono essere derivate dai DEM con approccio geomorfometrico (Pike, et al., 2009) (Figura 60):

- Parametro (*Land-surface parameter*) è la misura descrittiva della forma del terreno (e.g. pendenza, esposizione, wetness index); viene comunemente rappresentato come formato raster.
- Oggetto (*Land-surface object*) è un'entità spaziale discreta (e.g. spartiacque, conoide alluvionale, corona di frana, reticolo idrografico); viene comunemente rappresentato come formato vettoriale

N.B. La pendenza di un conoide è un attributo dell'oggetto conoide.

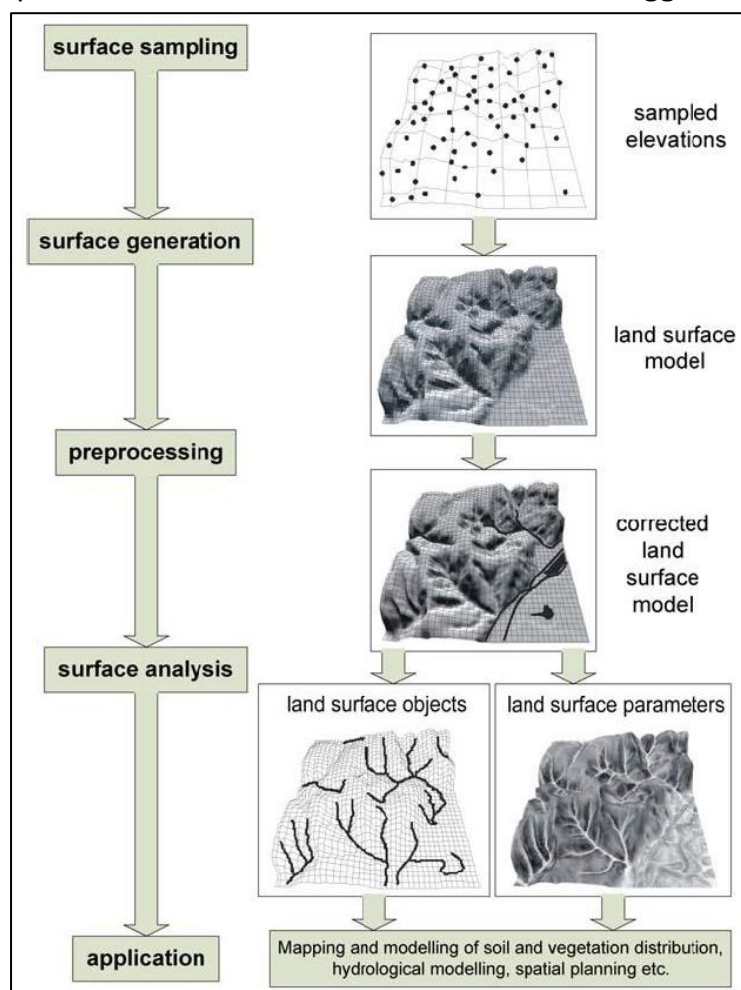


Figura 60 - Workflow di analisi di un DEM (Pike, et al., 2009).

Gli strumenti di analisi del terreno sono stati oggetto di diverse classificazioni in base agli attributi calcolati e/o alla loro estensione d'analisi. Alcuni autori distinguono strumenti che effettuano operazioni a scala locale mediante finestre mobili di diversa forma ed ampiezza (solitamente 3x3) da quelli che operano in intorni più ampi (come ad esempio il calcolo dell'area contribuyente) (Burrough, et al., 1998). Secondo Wilson e Gallant (Wilson, et al., 2000) gli attributi topografici (o parametri morfometrici) del terreno possono essere distinti in primari e secondari.

I parametri primari sono quelli derivati direttamente dal DEM (Tabella 11) mentre quelli secondari derivano da combinazioni degli attributi primari e costituiscono indicatori a base fisica o derivati empiricamente in grado di caratterizzare la variabilità spaziale di specifici processi che interessano la superficie (Tabella 12). Gli attributi primari che includono tra gli altri pendenza, esposizione, planform e profile curvature, sono calcolati tramite derivate della superficie. Questi calcoli implicano, per ogni cella, una derivazione in ciascuna delle direzioni verso le 8 celle limitrofe.

Di questi la pendenza è il parametro che ha più diretta ed intuitiva relazione con i processi idrologici e con la stabilità dei versanti: pendenze elevate conferiscono una maggiore velocità allo scorrimento delle acque con conseguente diminuzione dei tempi di risposta del bacino. Anche un aumento della potenzialità erosiva può essere associata ad elevati valori di pendenza. A partire dal DEM è possibile inoltre derivare, utilizzando specifici algoritmi, l'area contribuyente, parametro in grado di offrire una immediata rappresentazione del reticolo idrografico sintetico, che rappresenta un parametro fondamentale soprattutto in ambito modellistico.

I parametri morfometrici secondari, o indicatori, sono calcolati a partire da due o più parametri principali. In idrologia rivestono grande importanza, visto il ruolo dominante della morfometria nel controllo dei processi idrologici, poiché caratterizzano la propensione delle diverse porzioni del bacino alla formazione di specifici fenomeni che influiscono sulla produzione di deflusso o sulla propensione al dissesto.

7.3 ALGORITMI GEOMORFOMETRICI

Tutte queste misure quantitative possono essere ottenute da un DEM attraverso una serie di operazioni matematiche (algoritmi geomorfometrici).

Tabella 11: Alcuni dei principali attributi primari e relativo significato in idrologia (Modificata da Wilson e Gallant, 2000).

Attributo	Definizione	Significato
Pendenza	Gradiente	Velocità dello scorrimento superficiale e ipodermico, precipitazione, vegetazione, geomorfologia, umidità del suolo
Esposizione	Azimut della pendenza	Insolazione solare, evapotraspirazione, distribuzione flora e fauna
Area contribuente	Area a monte di un punto	Volume di deflusso
Profile curvature	Curvatura nella direzione di massima pendenza	Accelerazione del deflusso, tasso di erosione/deposizione, geomorfologia
Planform curvature	Curvatura nella direzione perpendicolare alla direzione di massima pendenza	Flusso divergente/convergente, umidità di suolo, caratteristiche del suolo

Tabella 12: Due dei principali attributi secondari e relativo significato in idrologia

Attributo	Definizione	Significato
Wetness Index	$WI = \ln\left(\frac{A}{\tan\beta}\right)$	Saturazione del suolo
Stream Power Index	$SPI = A \tan \beta$	Potere erosivo della corrente

La maggior parte degli algoritmi geomorfometrici sono derivati dai DEM mediante analisi di vicinanza (*neighborhood analysis*): procedura in cui piccole matrici regolari o finestre mobili (sub-grid, filter or moving window) (Figura 61) si muovono, partendo dalla prima cella in alto a sinistra fino ad arrivare all'ultima in basso a destra, per l'intero raster ripetendo una formula matematica ad ogni posizionamento della finestra mobile.

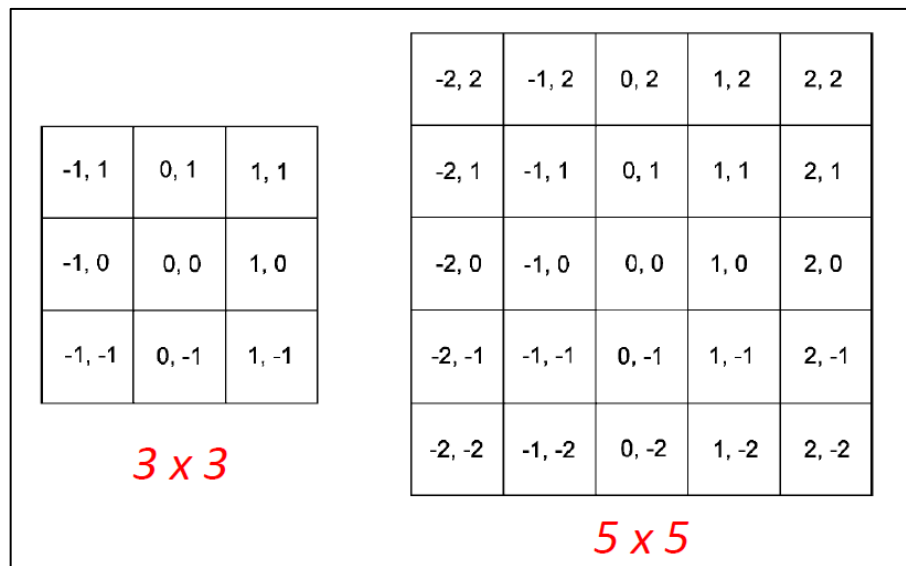


Figura 61 - Esempi di Finestre Mobili (3x3 e 5x5)

Un esempio di analisi di vicinanza è rappresentato dall'algoritmo di Evans-Young utilizzato per il calcolo della pendenza. Come si vede nella Figura 62 l'algoritmo utilizza una finestra 3x3 per determinare la pendenza della cella centrale.

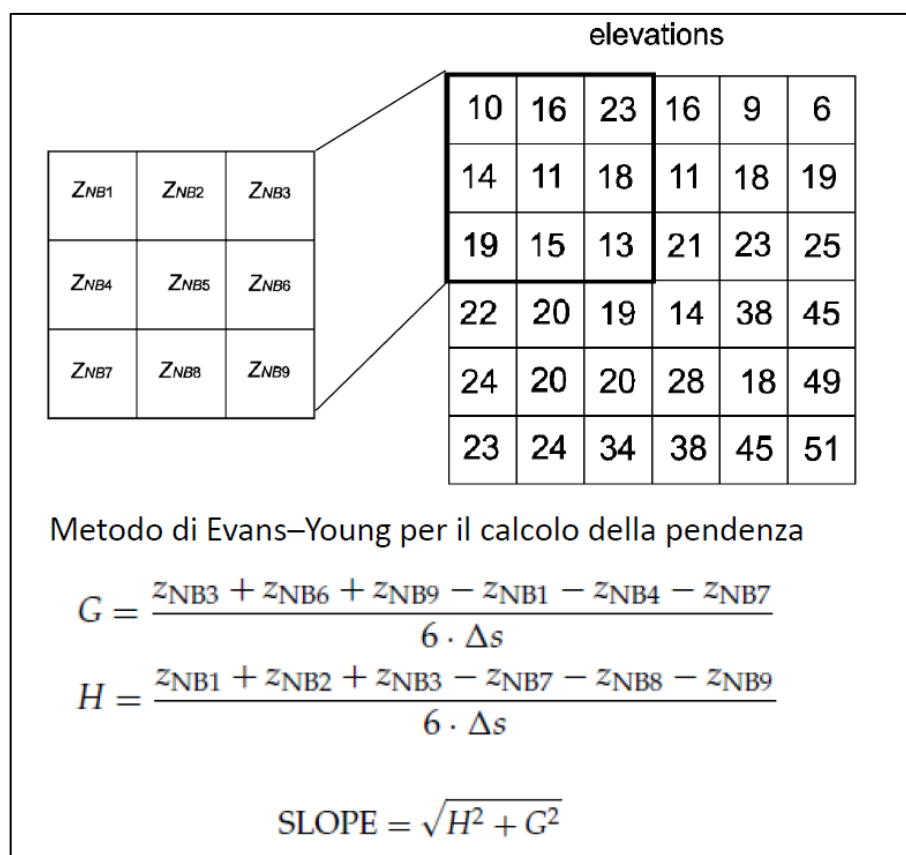


Figura 62 - Finestra mobile 3x3 utilizzata per il calcolo della pendenza di una superficie

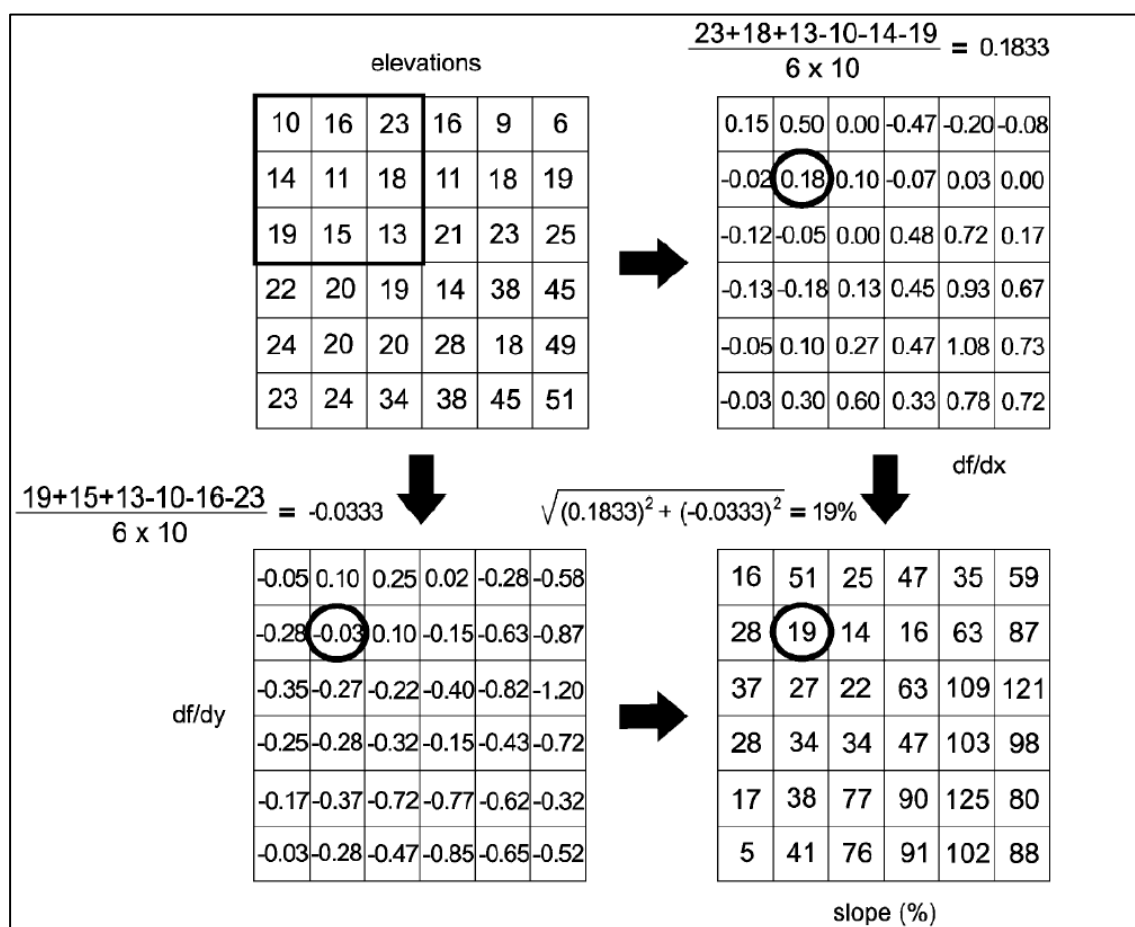


Figura 63 - Esempio di calcolo della pendenza a partire da un DEM Grid

8. ANALISI GEOMORFOMETRICA DEL BACINO DI MASCOGNAZ

8.1 PARAMETRI GEOMORFOMETRICI PRIMARI E SECONDARI

Come spiegato nelle pagine precedenti, l'utilizzo di sistemi informativi geografici (GIS), oltre a permettere la gestione dell'insieme delle informazioni relative allo studio, rende possibili elaborazioni geomorfometriche, che vanno dalla determinazione dei parametri morfometrici tradizionali, quali pendenza, esposizione e curvatura (parametri morfometrici primari) (Figura 64), allo sviluppo di indici morfometrici più articolati (parametri morfometrici secondari), relativi all'erosione ed al trasporto di sedimento (indici di stream power ed indici di connettività del sedimento).

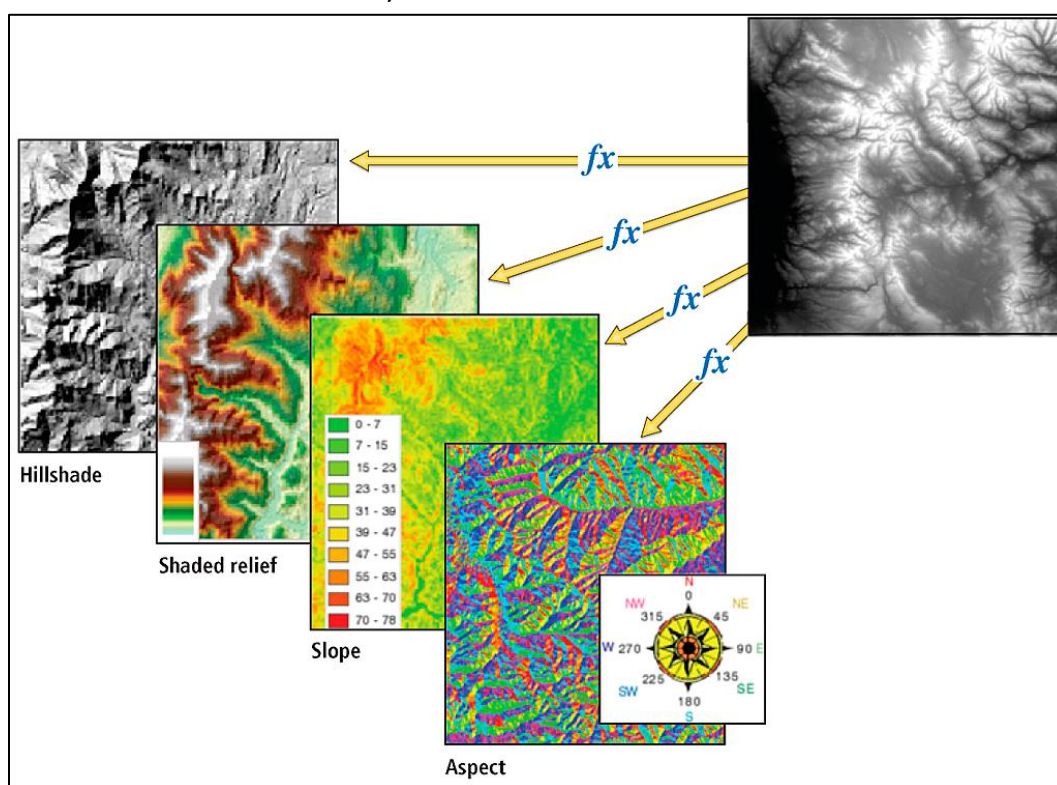


Figura 64 - Parametri morfometrici principali

8.2 MAPPA OMBREGGIATA DEL RILIEVO (HILLSHADE)

La mappa ombreggiata del rilievo del bacino di Mascognaz è stata creata con il tool *Hillshade* disponibile all'interno della toolbox Spatial Analyst di ArcGIS 10 (ESRI). Il tool *Hillshade* è in grado di ottenere l'ipotetica illuminazione di una superficie determinando i valori di illuminazione di ogni cella in un raster in relazione alle celle limitrofe. La mappa ombreggiata del rilievo del bacino di Mascognaz è stata creata simulando un'illuminazione proveniente da Nord-Ovest, dunque con un azimuth di 315°, con angolo verticale della fonte di illuminazione di 45° (Figura 65).

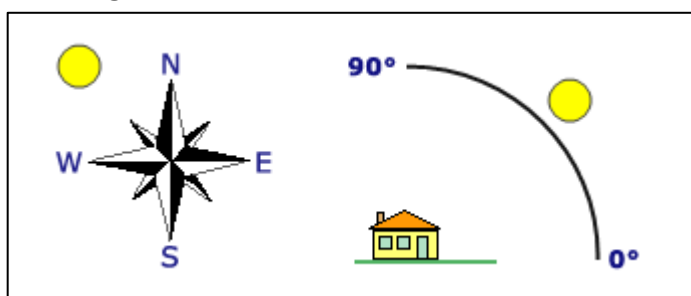


Figura 65 - Posizione del sole con azimuth = 315° e altitudine = 45°

I valori in input dell'azimut e dell'altezza della fonte luminosa, vengono successivamente integrati con calcoli di pendenza ed esposizione prima di restituire un valore di ombreggiamento per ogni cella del raster in uscita (Burrough, et al., 1998).

L'algoritmo per il calcolo del valore di ombreggiamento (vo) è:

$$vo = 255 \cdot \{ [\cos(zenit) \cdot \cos(slope)] + [\sin(zenit) \cdot \sin(slope) \cdot \cos(azimut - aspect)] \}$$

dove *zenit* e *azimut* sono, rispettivamente, l'angolo e la direzione della sorgente luminosa e *slope* e *aspect*, pendenza ed esposizione della cella per la quale si effettua il calcolo. Tutte le misure angolari dell'equazione sono espresse in radianti.

La *shaded relief map* rappresenta uno strumento classico e utile per una prima individuazione delle forme ed assume particolare importanza quando la si deriva da un DTM ad alta risoluzione.

In Figura 66 è rappresentato il DTM del bacino di Mascognaz, mentre in Figura 67 è rappresentata la mappa del rilievo ombreggiato.

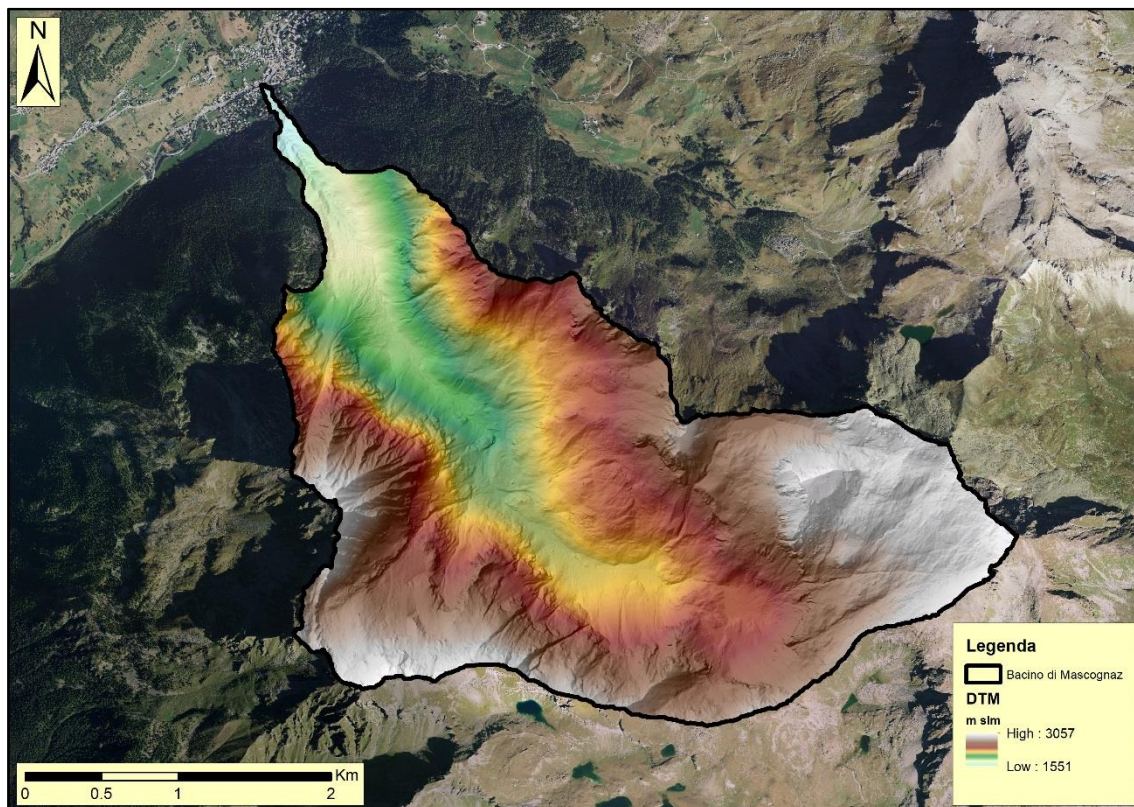


Figura 66 - DTM (cell size 2m) del bacino di Mascognaz

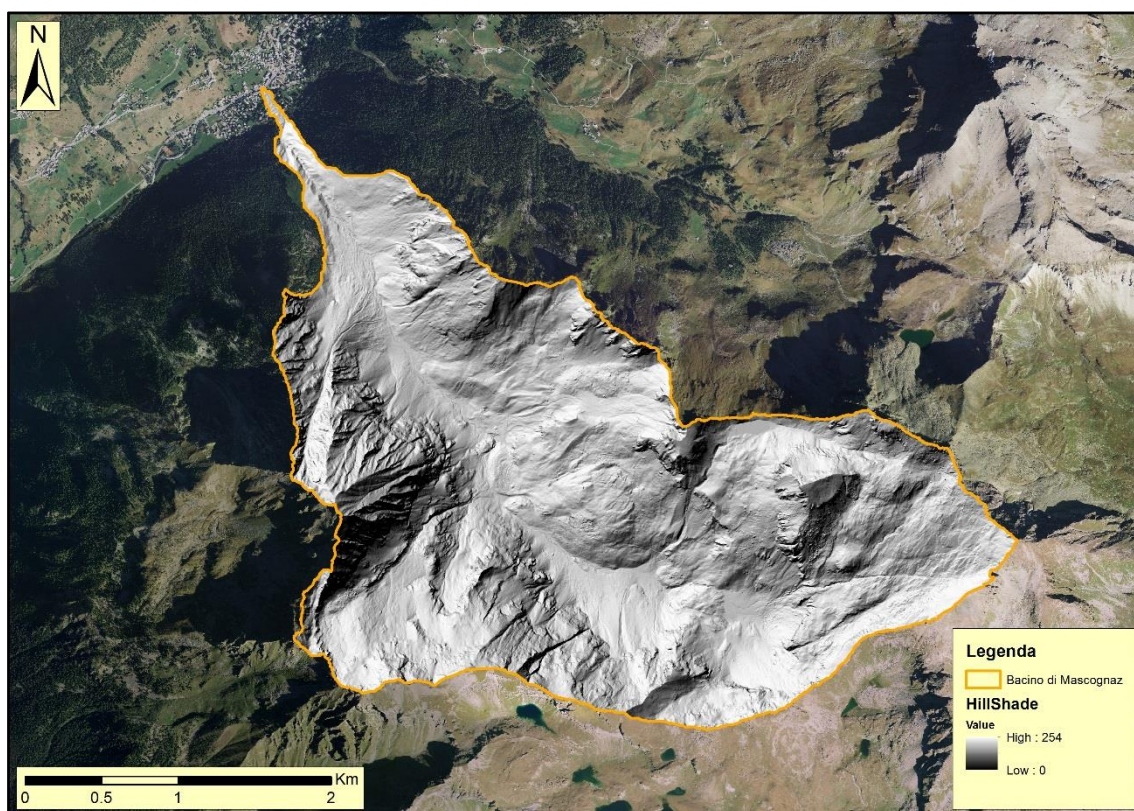


Figura 67 - HillShade Bacino di Mascognaz

8.3 CURVE DI LIVELLO (CONTOUR)

Le curve di livello del vallone di Mascognaz sono state ricavate utilizzando il tool Contour dello Spatial Analyst di ArcGIS. Questa funzione estrae le isolinee con lo stesso valore di raster determinate a partire dal DTM del area (Figura 68).

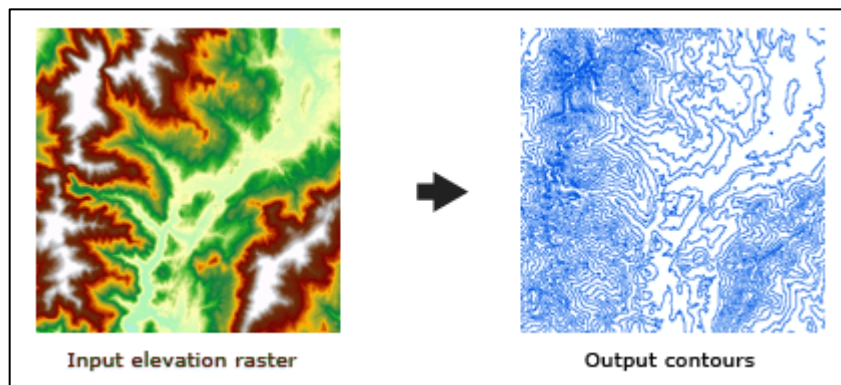


Figura 68 - Estrazione delle isolinee dal DEM

Considerando la scala del vallone di Mascognaz sono state ricavate le curve di livello ogni 50 m di quota (Figura 69).

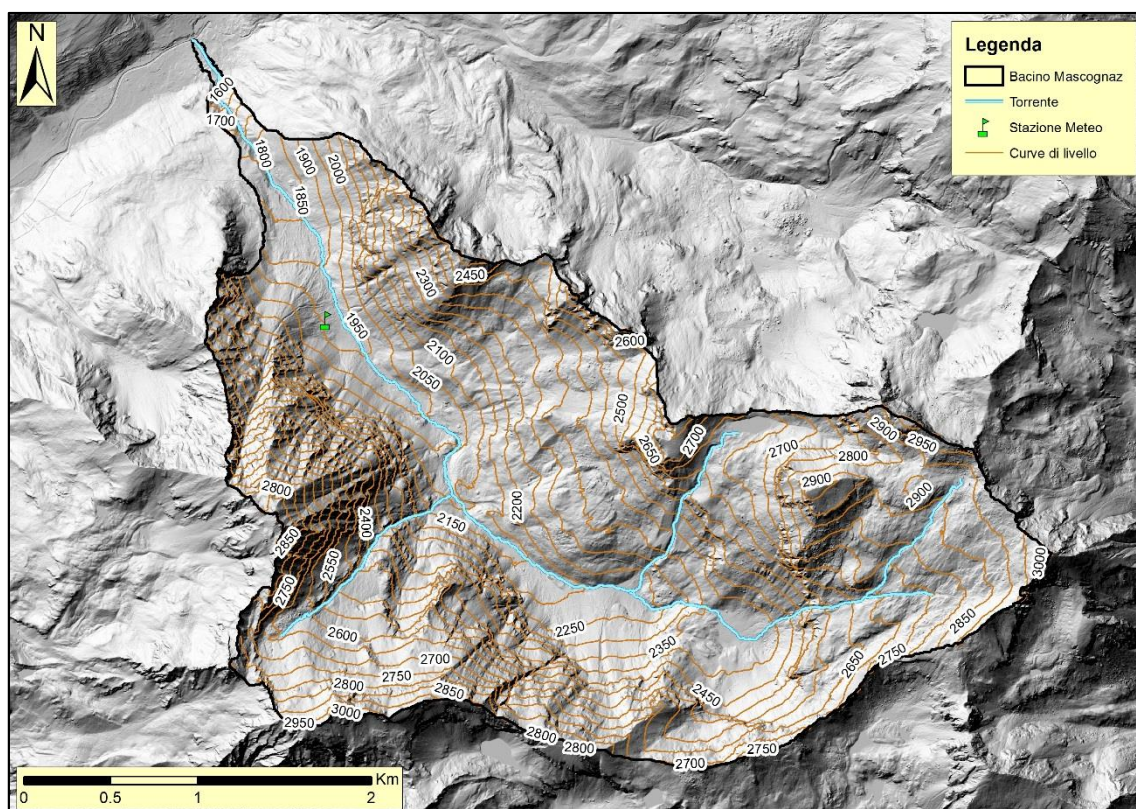


Figura 69 - Curve di livello (ogni 50 m)

8.4 PENDENZA (SLOPE)

Per quanto riguarda i livelli geomorfometrici di base, si rammenta l'importanza di un'affidabile determinazione di una carta delle pendenze ai fini dello studio dei processi erosivi e di instabilità.

La pendenza esprime la massima variazione del valore di quota relativo ad un insieme di celle del sistema di rappresentazione del DTM

Il tool *Slope*, disponibile nell'estensione dello Spatial Analyst di ArcGIS 10.2 (ESRI), calcola il tasso massimo di variazione tra ogni cella e i suoi vicini (la variazione massima di quota in base alla distanza tra la cella e le otto vicine) secondo il Metodo di Horn (Horn, 1981).

In particolare, per ogni cella del modello "raster-grid" ed in relazione alle celle immediatamente circostanti a quella considerata, il tool calcola il tasso massimo di variazione del valore di altitudine (coordinata Z) rispetto al piano di riferimento; la funzione opera progressivamente per una porzione di raster comprendente le otto celle immediatamente circostanti a quella soggetta al calcolo (in totale vengono considerate ad ogni calcolo 3x3 celle). Gli output della funzione possono essere espressi secondo due diverse unità di misura fondamentali ovvero: pendenza espressa in gradi (°) oppure pendenza espressa in percentuale (%).

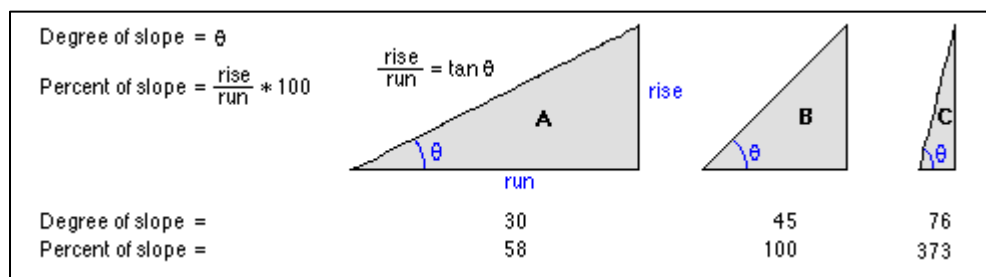


Figura 70 - Confronto dei valori di pendenza in Gradi vs pendenza in Percentuale

Analiticamente la pendenza determinata in radianti o in gradi risulta:

- $slope_radians = ATAN \sqrt{[dz/dx]^2 + [dz/dy]^2}$
- $slope_degrees = ATAN \sqrt{[dz/dx]^2 + [dz/dy]^2} \cdot 57.29578$

Dove il valore 57.29578 è la versione troncata del risultato di $180/\pi$.

L'applicazione della formula analitica ad un DTM numerico attraverso il tool slope risulta dunque essere quello illustrato in Figura 71 e Figura 72:

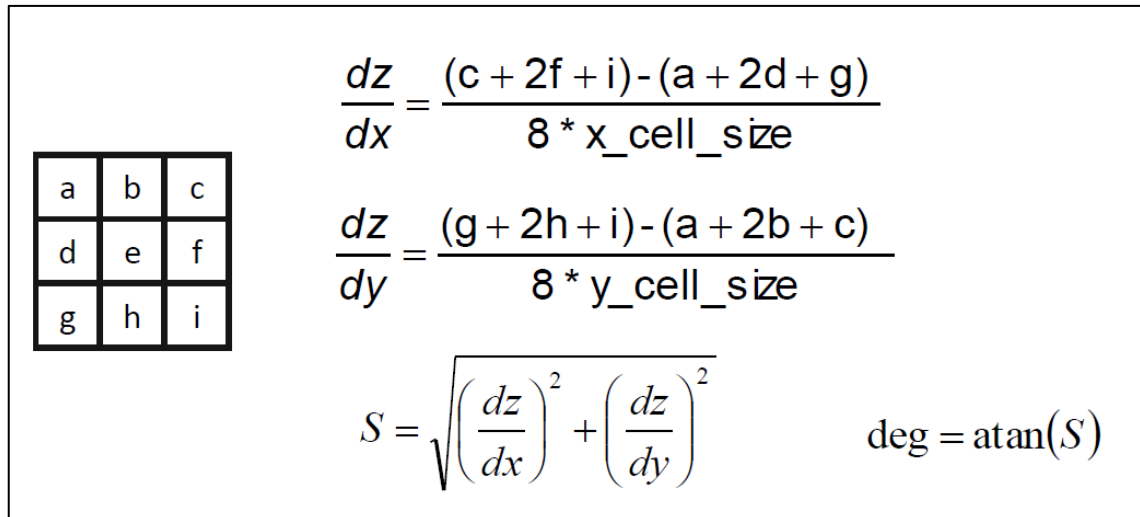


Figura 71 - Calcolo dello Slope su una generica maglia 3x3

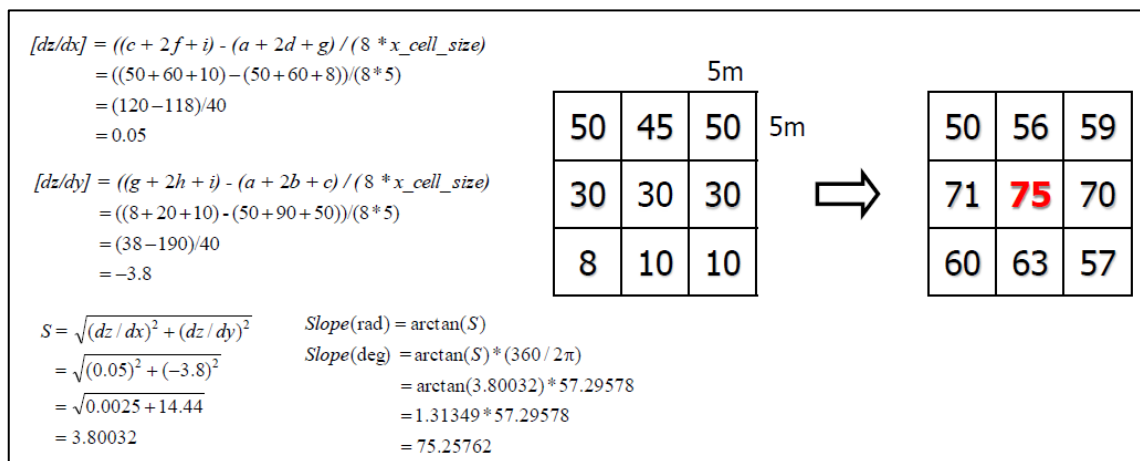


Figura 72 - Slope applicato ad una maglia DTM 3x3

In questo modo si riesce a conoscere il rapporto tra la distanza orizzontale e variazione di quota. La pendenza quindi è data dal rapporto tra massima differenza di quota e distanza tra i centri delle celle. A tal proposito si ricorda che, per le proprietà trigonometriche, una pendenza del terreno di 45° corrisponde al 100% di pendenza (Figura 73).

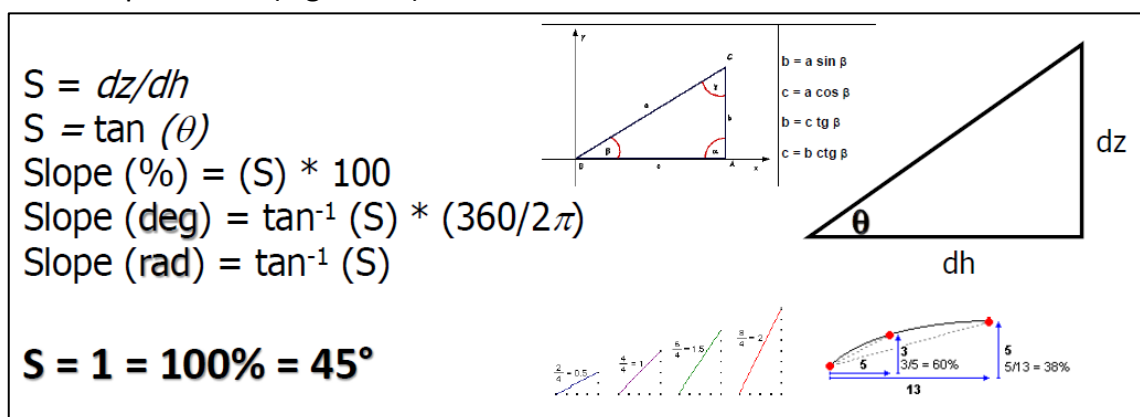


Figura 73 - Trasformazione trigonometrica della pendenza da gradi a percentuale

Ogni cella che viene determinata, all'interno del raster risultante, ha, quindi, un proprio valore di pendenza. (Figura 74)

Il tool slope richiede nel campo "input surface" il raster da analizzare, nella "Z factor" il valore di dettaglio verticale e nella "Output Cell Size" la risoluzione che si vuole adottare.

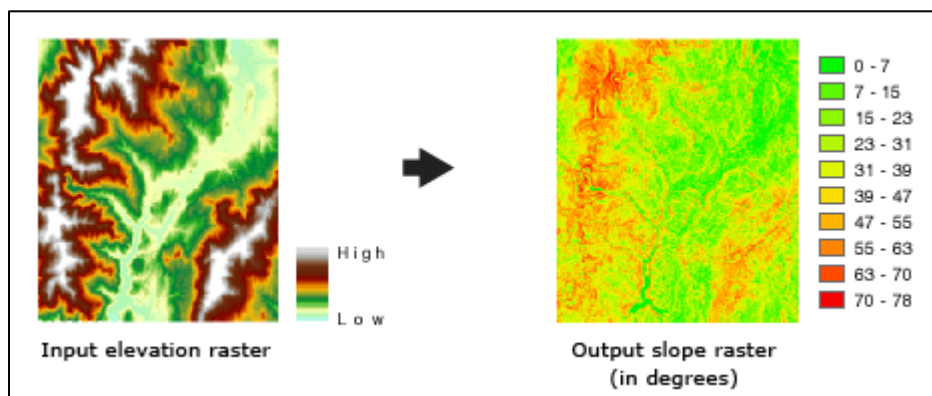


Figura 74 - Determinazione della mappa di Pendenza

In Figura 75 e Figura 76 sono rappresentate le mappe della pendenza del bacino di Mascognaz espresse rispettivamente in gradi ed in percentuale.

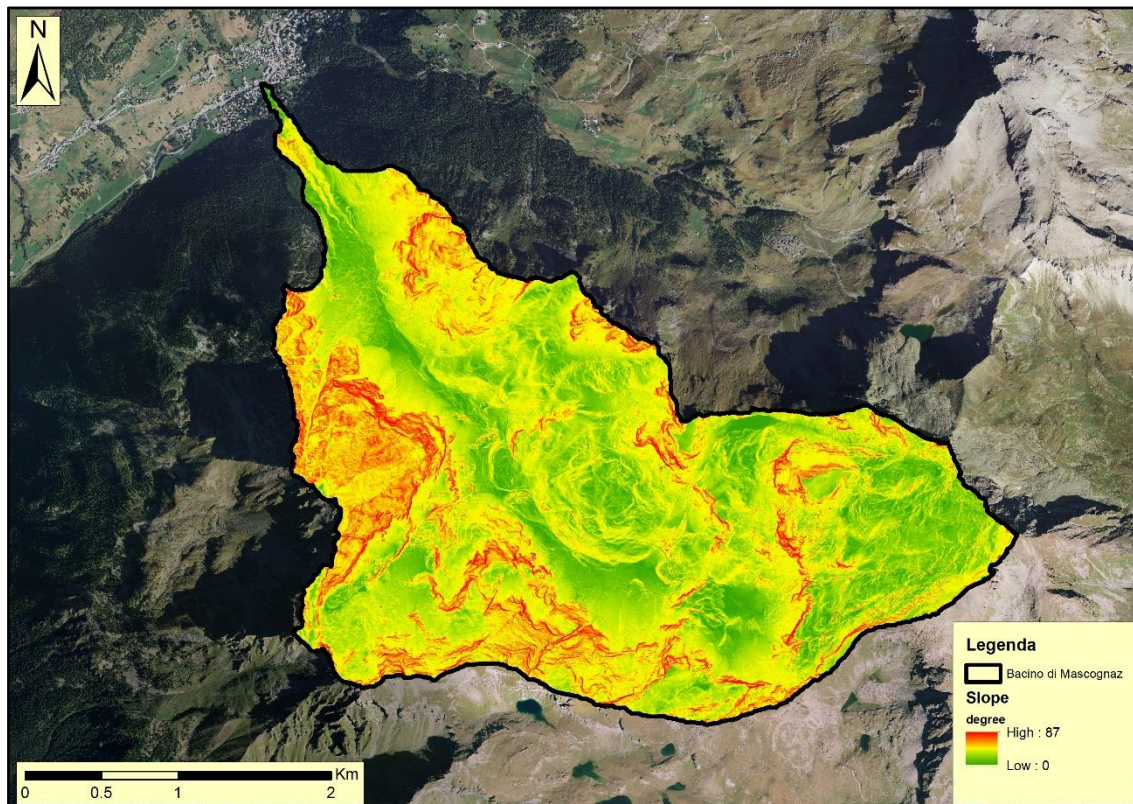


Figura 75 - Slope (degree) del bacino di Mascognaz

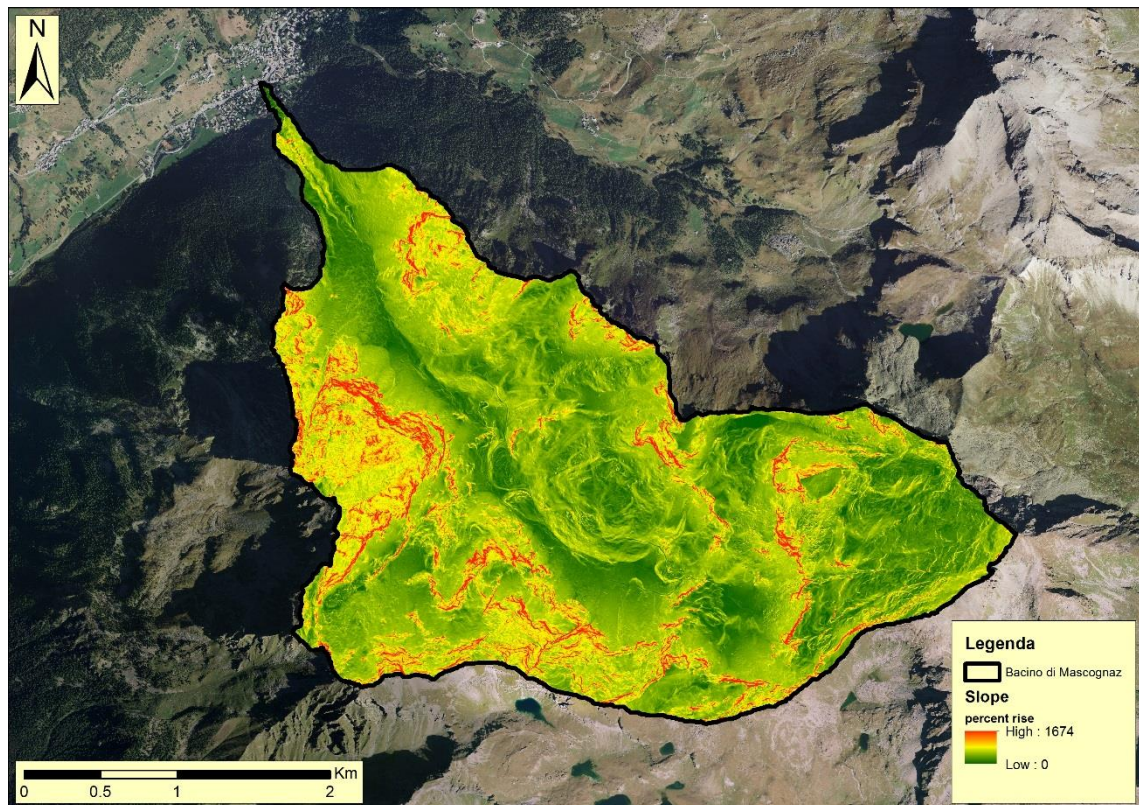


Figura 76 - Slope (Percent Rise) del bacino di Mascognaz

8.5 ESPOSIZIONE (ASPECT)

Anche l'esposizione riveste un ruolo importante nell'ambito del ciclo idrologico di un bacino montano condizionando fattori come evaporazione, evapotraspirazione e fusione nivale. L'esposizione (Figura 77), identifica la direzione della curva discendente del tasso massimo di variazione di valore di ogni cella ai suoi vicini.

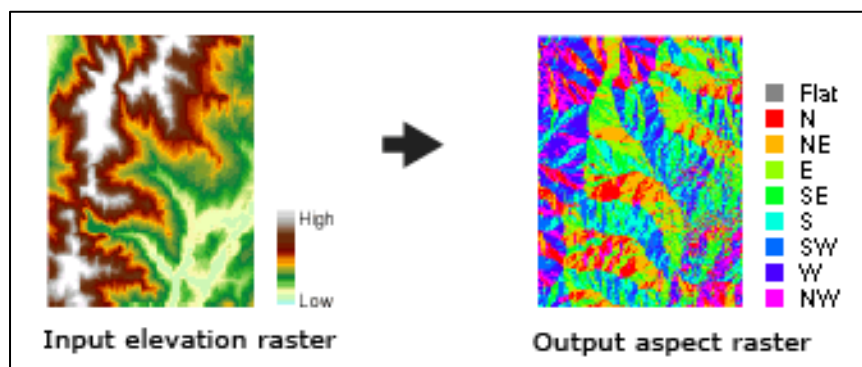


Figura 77 - Determinazione della mappa di Esposizione

Ogni cella che viene ottenuta nel raster ha un proprio valore di esposizione. Il tool calcola il valore di esposizione di ogni cella a partire dal surface raster di input, utilizzando una finestra mobile 3x3, secondo il seguente algoritmo:

a	b	c
d	e	f
g	h	i

Figura 78 - Finestra mobile sulla superficie

$$[dz/dx] = ((c + 2f + i) - (a + 2d + g)) / 8$$

$$[dz/dy] = ((g + 2h + i) - (a + 2b + c)) / 8$$

$$\text{aspect} = 57.29578 * \text{atan2}([dz/dy], -[dz/dx])$$

Il valore di aspect viene poi convertito nelle direzioni cardinali secondo la seguente regola:

```

if aspect < 0
    cell = 90.0 - aspect
else if aspect > 90.0

```


cell = 360.0 - aspect + 90.0

else

cell = 90.0 - aspect

Il risultato finale è quindi una mappa di esposizione lungo le 8 direzioni cardinali principali.

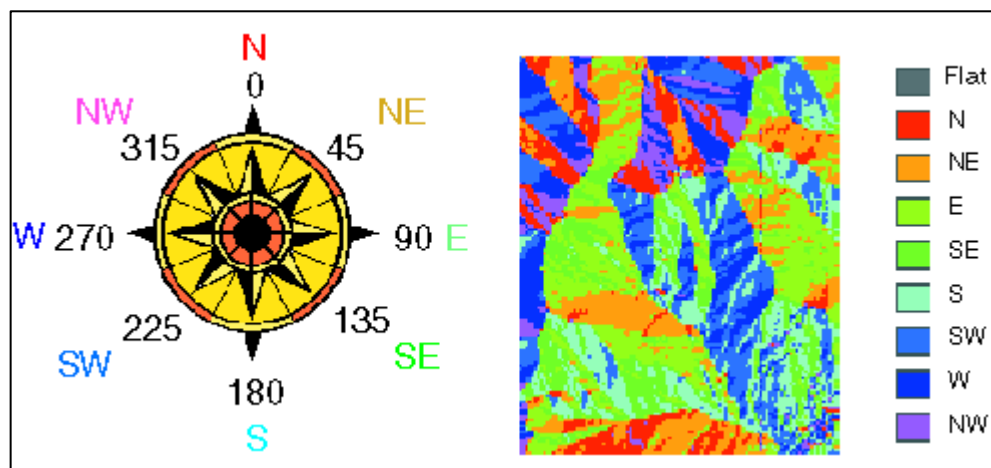


Figura 79 - Valori di Pendenza

In Figura 80 è rappresentata la mappa dell'esposizione del bacino di Mascognaz.

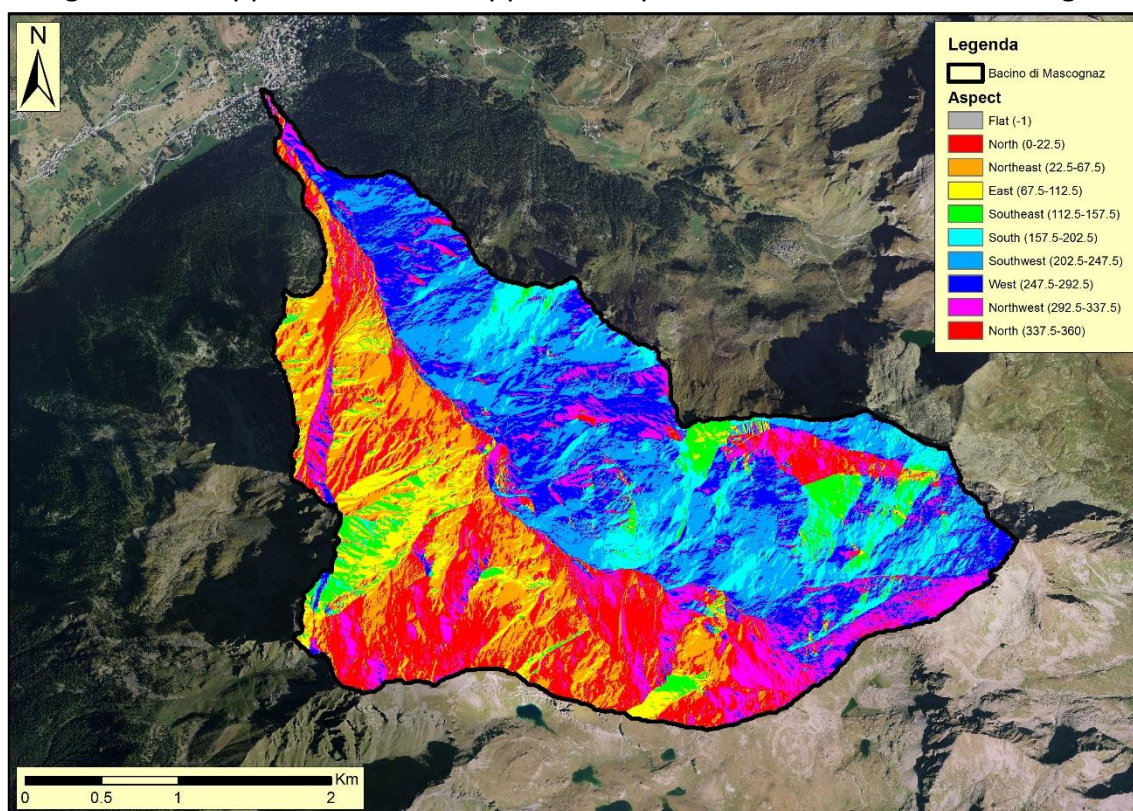


Figura 80 - Aspect del bacino di Mascognaz

8.6 CURVATURA

Particolare significato interpretativo riveste la curvatura che rappresenta la variazione della pendenza nello spazio e si esprime come gradiente della pendenza, rappresenta quindi la derivata seconda della superficie di input (Figura 81).

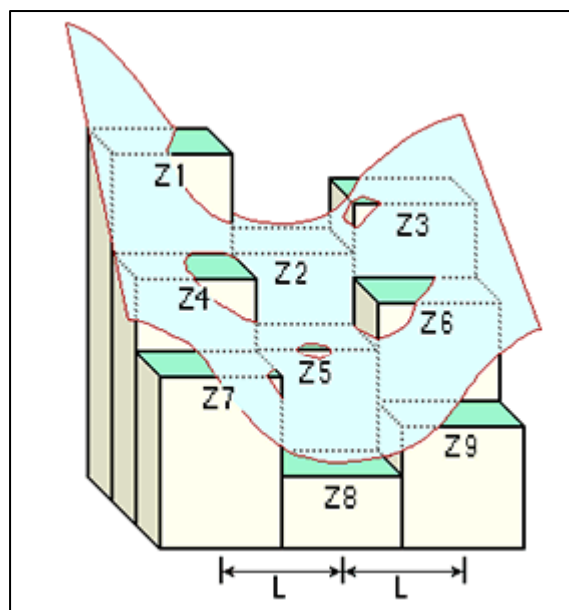


Figura 81 - Curvatura

Il calcolo della curvatura del terreno può essere effettuato in due componenti (Figura 82):

1. Lungo la linea di massima pendenza (*profile curvature* o curvatura di profilo);
2. Ortogonalmente alla linea di massima pendenza (*plan curvature* o curvatura planare)

L'analisi della curvatura di profilo indica se un qualsiasi punto lungo il profilo appartiene ad un'area concava o convessa: la *profile curvature* è convessa quando in pianta le curve di livello si avvicinano e concava quando le curve di livello si allontanano oppure, in sezione longitudinale, convessa se la pendenza aumenta verso valle e concava nel caso opposto.

La curvatura calcolata ortogonalmente alla linea di massima pendenza, *plan curvature*, fornisce un'importante misura della convergenza e divergenza del deflusso ed è spesso utilizzata in letteratura come indice per la classificazione di creste e canali. Aree che presentano una superficie concava sono associabili ad una tipologia di flusso convergente, mentre le forme convesse possono essere relazionate ad un flusso di tipo divergente. Quest'ultimo tipo di curvatura può

dunque fornire un'informazione utile per l'identificazione di vecchi canali ed argini di colata presenti sui conoidi alluvionali.

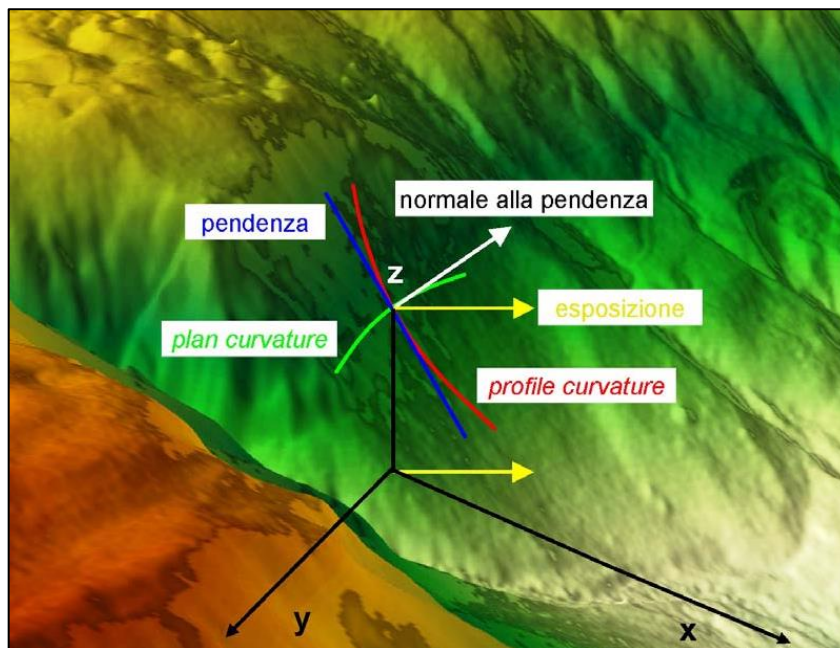
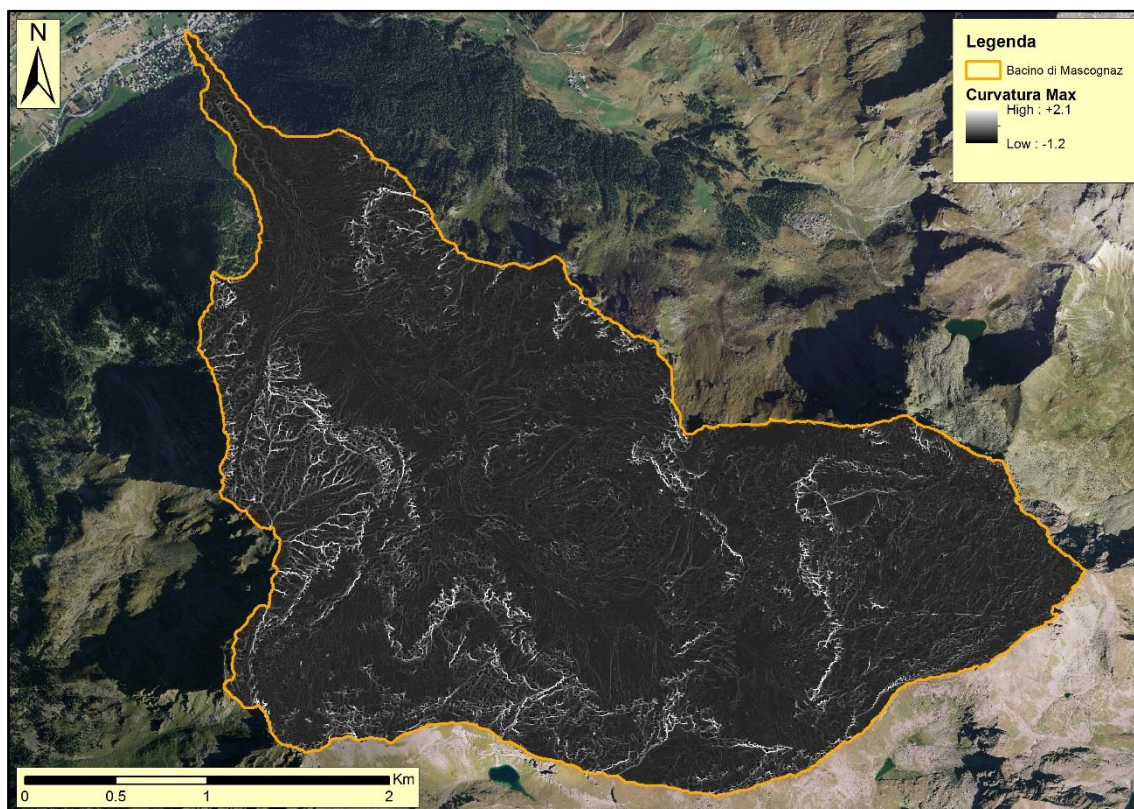
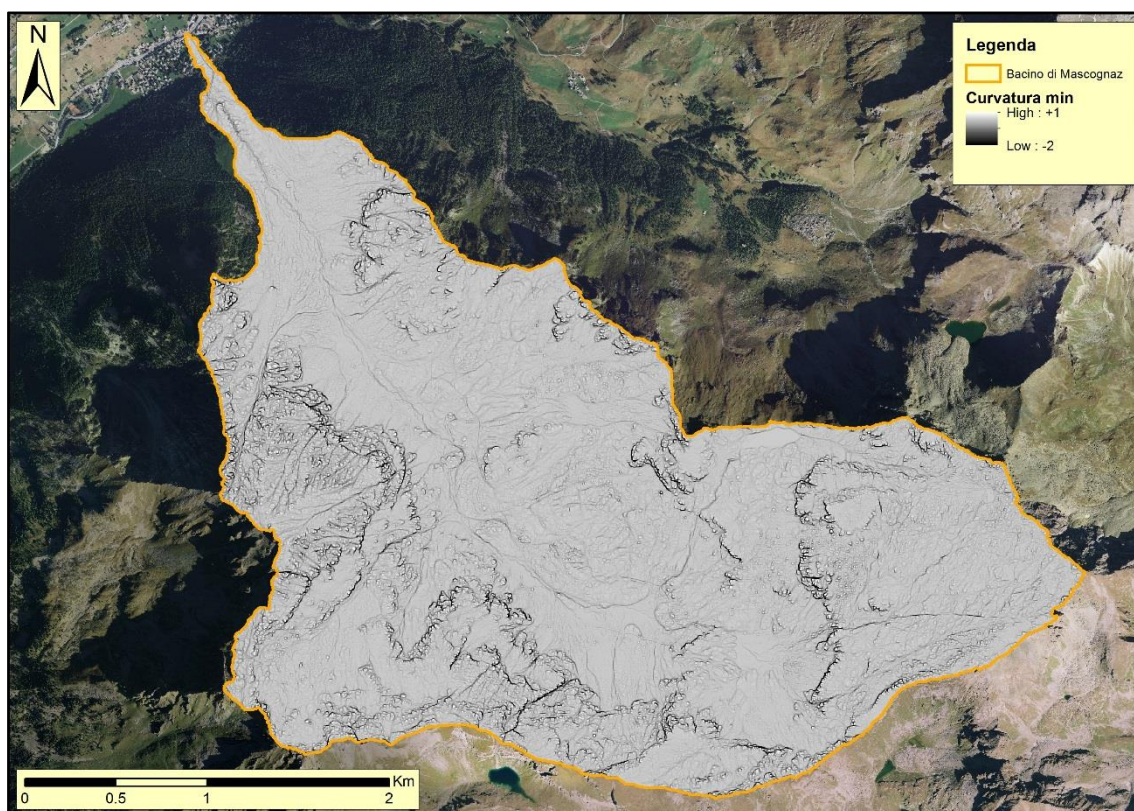
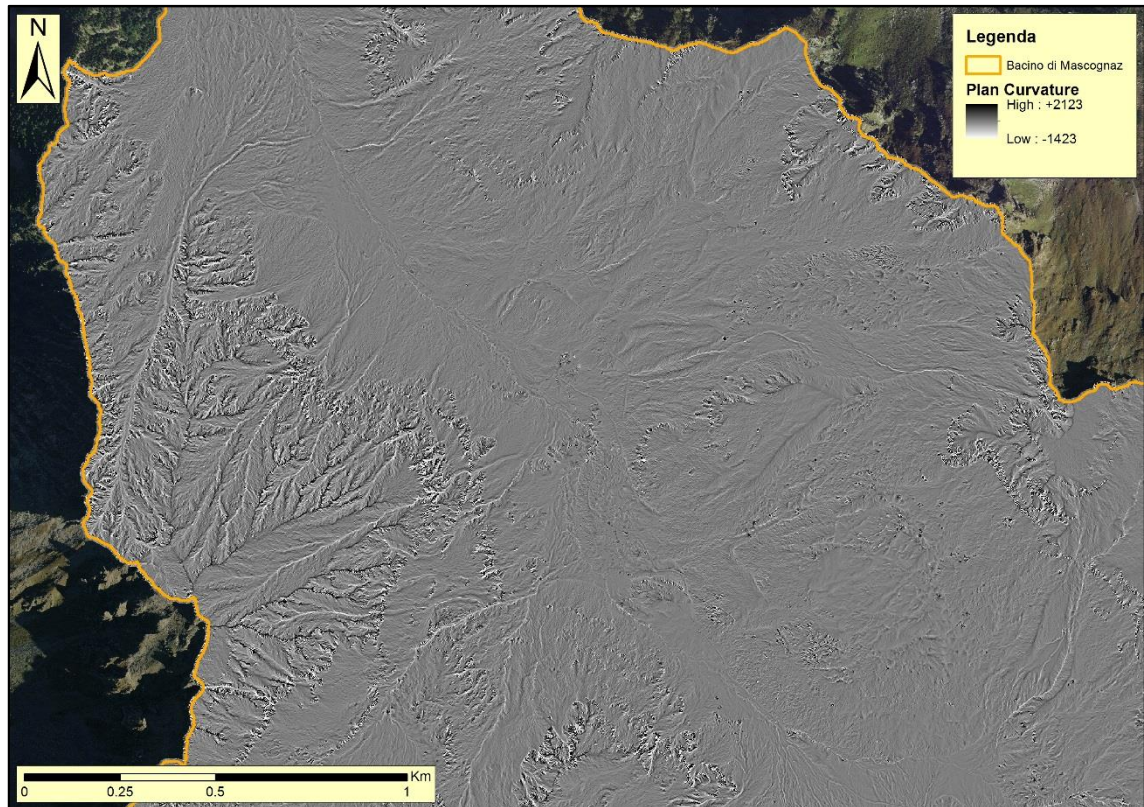
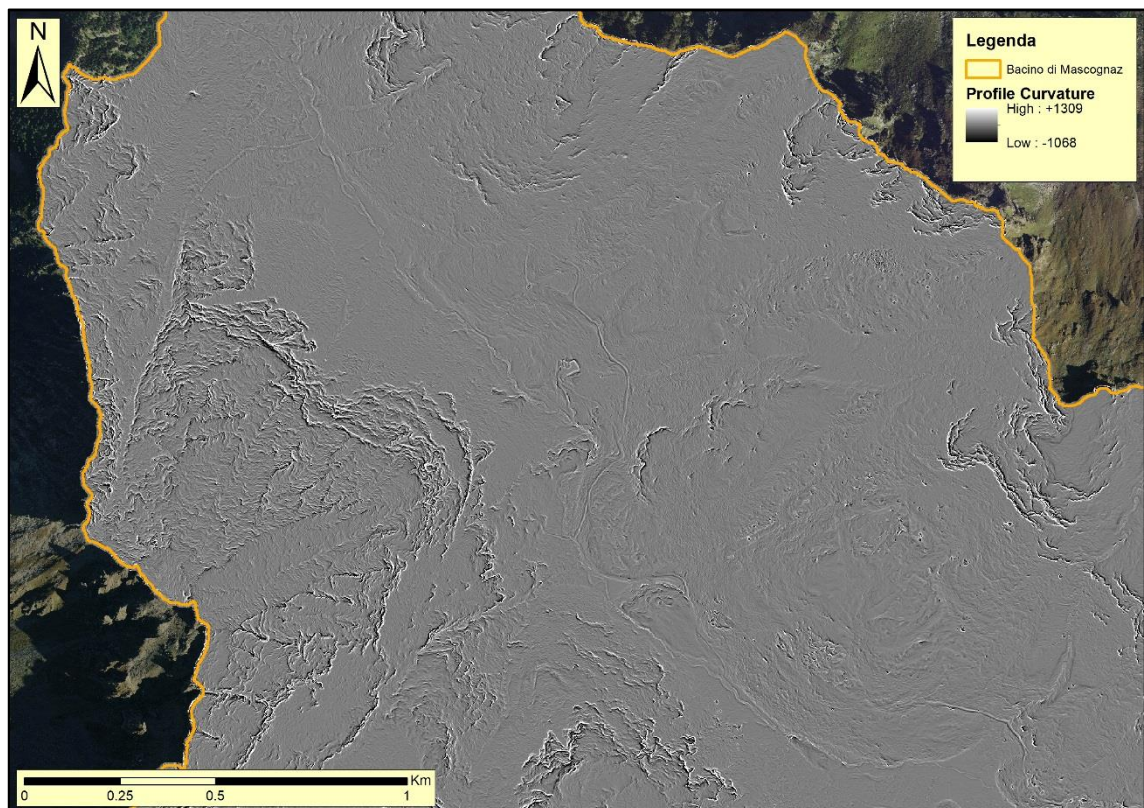


Figura 82 - Rappresentazione di pendenza, esposizione e delle due componenti della curvatura (profile e plan curvature).

Tutti i parametri descritti in precedenza sono stati derivati a partire dal DTM originario a 2 m di risoluzione e 30 cm di precisione in quota, utilizzando i tool disponibili nell'estensione Spatial Analyst di ArcGIS 10.

Nelle pagine seguenti vengono riportate le mappe di curvatura massima e minima (Figura 83 e Figura 84) determinate sul bacino di Mascognaz e le mappe di curvatura planare e di profilo (Figura 85 e Figura 86) evidenziate sull'area a ridosso della piana dove è installata la stazione meteorologica. Le mappe evidenziano molto bene le *features* geomorfometriche del vallone.

*Figura 83 - Curvatura massima**Figura 84 - Curvatura minima*

*Figura 85 - Curvatura Planare**Figura 86 - Curvatura di Profilo*

8.7 OPENNESS

Un ulteriore indice che ha trovato applicazione nello studio del bacino di Mascognaz, denominato *openness*, ha per finalità la rappresentazione del rilievo indipendente dalla scelta della posizione una sorgente di illuminazione.

Il parametro morfometrico *Openness* (Yokohama, et al., 2002), è stato utilizzato per creare una mappa in grado di rappresentare la topografia senza la necessità di stabilire a priori una sorgente di illuminazione, come avviene nel caso della derivazione delle mappe ombreggiate del rilievo (HillShade). La mappa dell'*openness* è stata derivata utilizzando AdB Toolbox, applicativo GIS Open Source liberamente fruibile previa registrazione al Geoportale Nazionale del Ministero dell'Ambiente (<http://www.pcn.minambiente.it/GN/software/adb-toolbox/cos-e-adb-toolbox>) che può essere utilizzato per visualizzare ed elaborare dataset spaziali. Il parametro *openness* esprime il grado di dominanza o depressione topografica di un luogo in una superficie irregolare ed è rappresentato dalla misura angolare della relazione tra il rilievo della superficie ed una distanza orizzontale. La misura è calcolata a partire dagli angoli zenitali e nadirali lungo otto direzioni azimutali. L'*openness* ha due prospettive visuali e dunque può essere espresso da due indici differenti (Yokohama, et al., 2002).

1. L'indice positivo di *openness* restituisce solamente valori positivi che esprimono la dominanza al di sopra della superficie e che sono maggiori per le forme convesse.
2. L'indice di *openness* negativo produce valori negativi che descrivono questo attributo al di sotto della superficie e che sono maggiori per le forme concave).

L'*openness* negativo è utilizzato principalmente per applicazioni concernenti i fondali marini e può risultare non idoneo se utilizzato in ambiti montani.

Il parametro *openness* può essere derivato mediando i valori del calcolo degli angoli zenitali, ottenendo in questo caso valori positivi, o degli angoli nadirali, e dunque valori negativi, lungo ognuna delle otto direzioni azimutali.

La Figura 87 mostra un punto di origine A per il calcolo dell'*openness* ed i punti esterni (in nero) dall'origine lungo le otto direzioni azimutali D (D=0, 45, 90, 135, 180, 225, 270 e 315). L definisce la distanza radiale entro la quale è effettuato il calcolo.

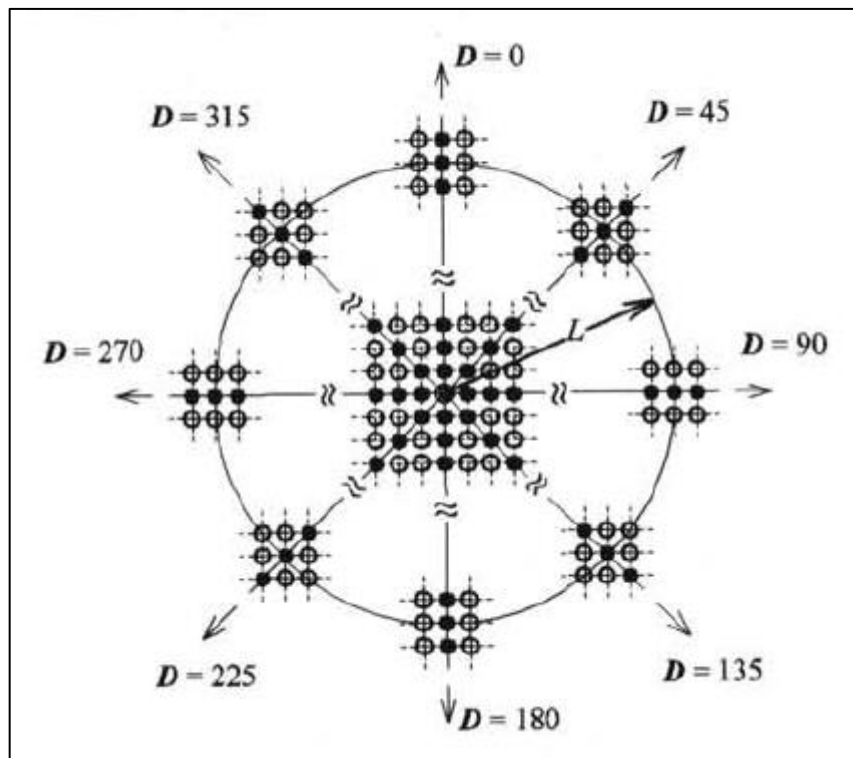


Figura 87 - Punto di origine A per il calcolo dell'openness ed i punti esterni (in nero) dall'origine lungo le otto direzioni (Yokohama, et al., 2002)

Nella Figura 88 è rappresentato il parametro *openness* per il punto A in termini di angoli zenitali (ϕ) o nadirali (ψ).

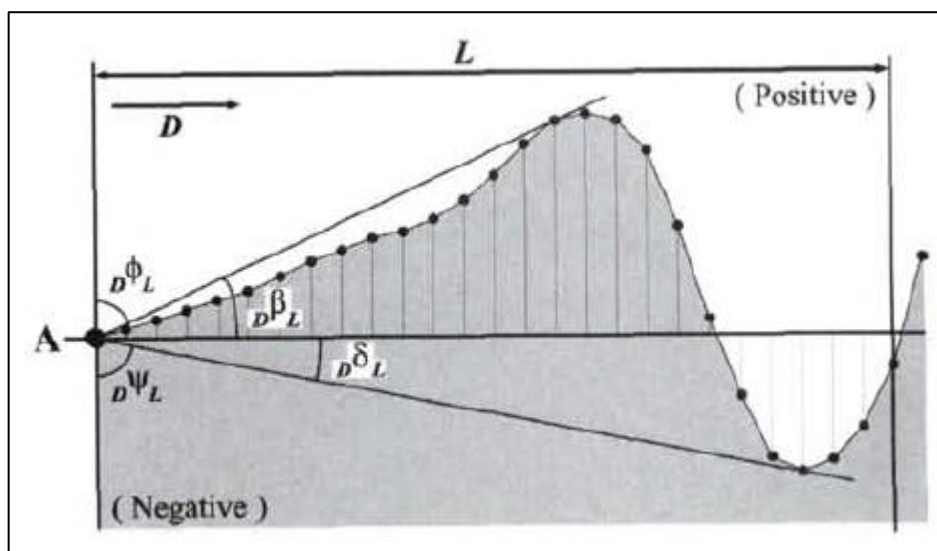


Figura 88 - Openness per il punto A in termini di angoli zenitali e nadirali lungo una direzione azimutale D (Yokohama, et al., 2002)

Quindi, lungo l'azimut D, l'angolo zenitale ${}_D\phi_L$ di un pixel del DEM, all'interno di una distanza radiale L, è dato dalla formula:

$${}_D\phi_L = 90 - {}_D\beta_L$$

L'angolo nadirale ${}_D\psi_L$ è dato da:

$${}_D\psi_L = 90 - {}_D\delta_L$$

Si definisce quindi l'*openness* positiva ϕ_L di una cella del DEM per una distanza L come:

$$\phi_L = \frac{(0\phi_L + 45\phi_L + \dots + 315\phi_L)}{8}$$

L'*openness* negativa ψ_L :

$$\psi_L = \frac{(0\psi_L + 45\psi_L + \dots + 315\psi_L)}{8}$$

Variando i valori di L, è possibile mediante il parametro *openness* rappresentare forme da piccola a grande scala.

Di seguito si riportano le mappe dell'indice di Openness Positivo (Figura 89) e Negativo (Figura 90) calcolati per il bacino di Mascognaz, dalle quali si evidenziano molto bene le creste e gli impluvi presenti lungo i versanti del vallone.

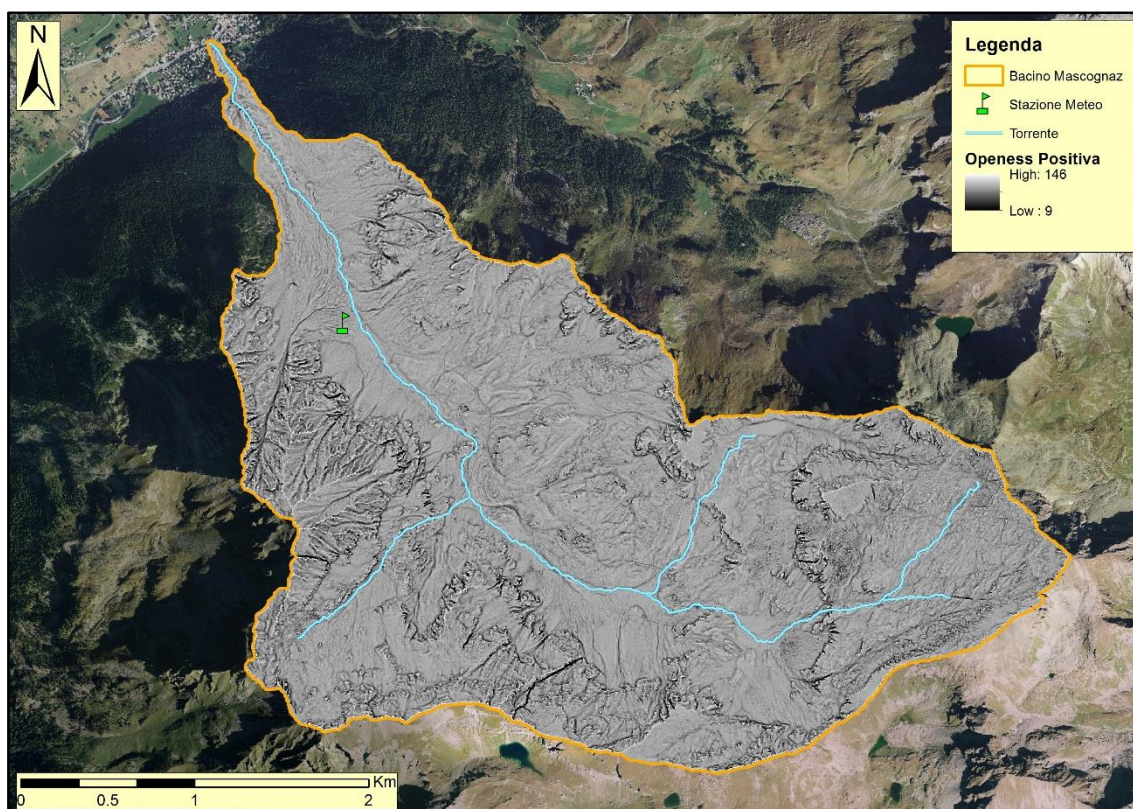


Figura 89 - Indice di Openness Positivo

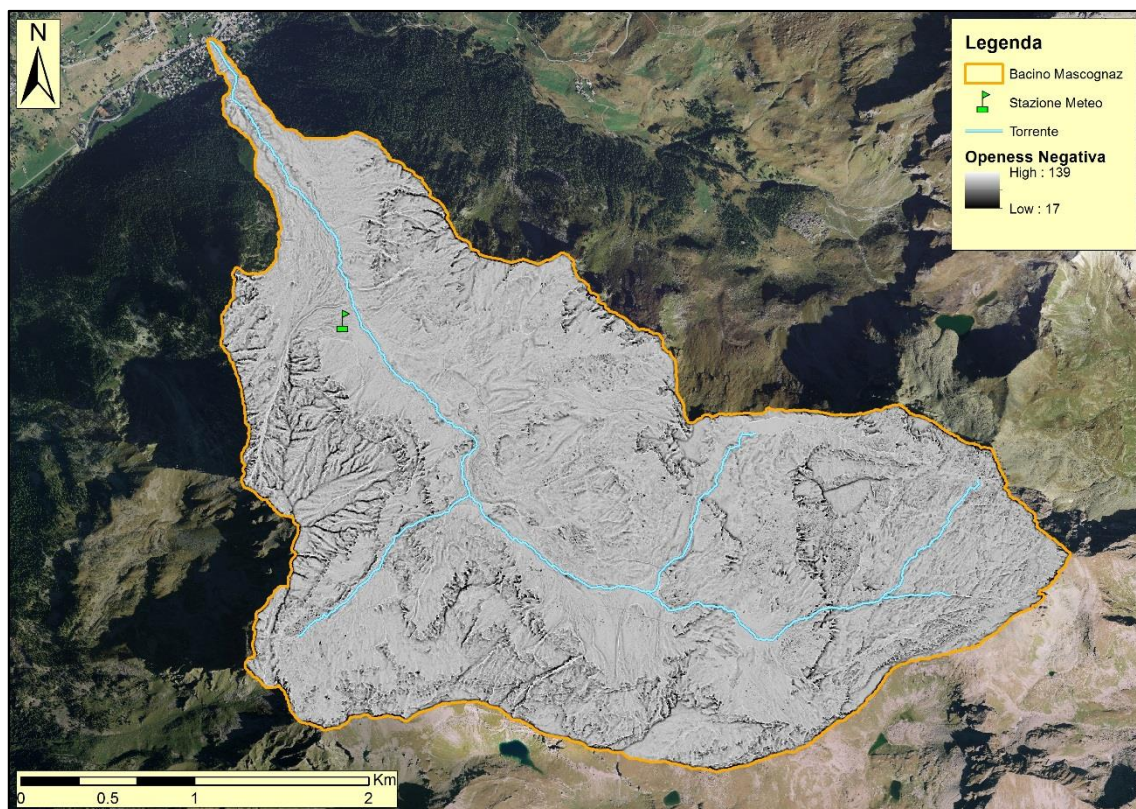


Figura 90 - Indice di Openess Negativo

9. ANALISI IDROLOGICA

9.1 ANALISI IDROLOGICA IN GIS

L'elaborazione di un modello di flusso idrico superficiale rappresenta un importante fattore per comprendere nel dettaglio come avviene il ruscellamento superficiale e quali sono i percorsi preferenziali di flusso. L'analisi del deflusso idrico superficiale, infatti, è il punto di partenza per comprendere i diversi fenomeni naturali connessi al movimento dell'acqua sulla superficie terrestre, ma non solo. In particolare eventi come colate detritiche, formazione di flusso idraulico, trasporto di sedimenti, valanghe, ecc., sono tutti fenomeni naturali causati dall'interazione suolo-acqua.

Il punto di partenza di un'analisi idrologica in GIS basata sul DTM è quella di derivare dunque le direzioni di deflusso superficiale. Per poter derivare questa informazione in modo che le direzioni di flusso siano il più possibile fedeli alla realtà è necessario ricondizionare il DEM nelle aree non coerenti e correggere idrologicamente lo stesso.

La creazione del DEM idrologicamente consistente presuppone che il DEM originario sia sottoposto ad un filtraggio (depittaggio) per eliminare le depressioni locali (celle la cui quota è inferiore alla quota delle otto celle circostanti). Questa operazione è stata effettuata utilizzando l'algoritmo di riempimento Fill di ArcGIS 10.

9.2 FILL (DEPITTAGGIO DEL DTM)

Un DTM idrologicamente condizionato è un DTM sul quale la direzione di flusso è sempre definita, seguendo la pendenza della superficie del terreno. La Spatial Analyst Toolbox mette a disposizione lo strumento "Fill" che permette di creare, a partire dal DTM di base, un'area senza depressioni locali. La presenza di pit (cella o gruppo di celle che non hanno un'uscita per via superficiale) o picchi (peak) genererebbero, altrimenti, errori nel calcolo della direzione del fenomeno. Queste anomalie locali vengono quindi rispettivamente riempite o livellate alla quota delle celle adiacenti, come mostrato in Figura 91.

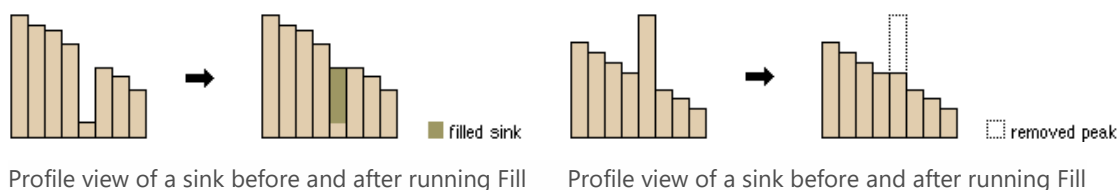


Figura 91 - Principio di funzionamento del fill

Bisogna tener presente che l'obiettivo finale di questo tipo di analisi è ricavare i percorsi di flusso risultanti, e non mantenere l'esatta elevazione del DTM. Un pit rappresenta infatti un "pozzo" che isola la porzione del bacino dalla sezione di chiusura, per questo motivo va "riempita".

Una volta ottenuto un DTM privo di depressioni, è possibile ricavare i percorsi del deflusso superficiale e, conseguentemente, individuare il raster dell'area drenata che rappresenta la superficie drenata contribuente a monte di ogni pixel.

9.3 FLOW DIRECTION (DIREZIONI DI FLUSSO)

Dal DTM "depittato", si procede con il calcolo delle direzioni di flusso. Il principio di base assume la linea centrale di flusso seguire la linea di massima pendenza secondo l'algoritmo *D8 Single Flow* (O'Callaghan, et al., 1984). Questo algoritmo è implementato nel software ArcGIS (ESRI) come funzione standard per la modellazione idrologica dello Spatial Analyst, la "Flow Direction" (Jenson, et al., 1988) la quale è tuttora una delle più utilizzate (Marks, et al., 1984); (Jenson, et al., 1988); (Tarboton, et al., 1991); (Martz, et al., 1992).

L'algoritmo calcola la direzione verso cui una particella d'acqua scorre sulla superficie del terreno, seguendo la direzione di massima pendenza, di cella in cella. Sono previste 8 direzioni di flusso secondo la codifica illustrata in Figura 92.

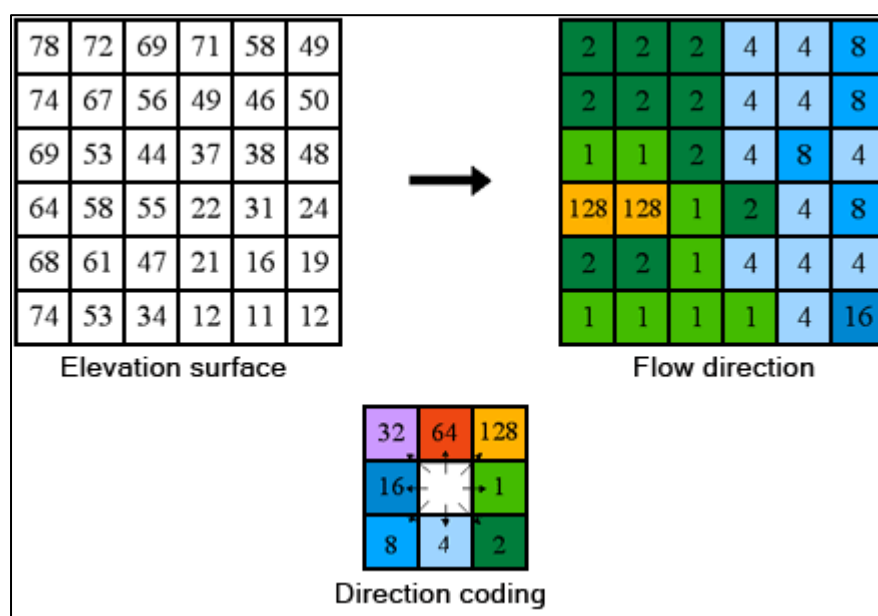


Figura 92 - Principio di funzionamento del Flow Direction

L'algoritmo ammette dunque una singola direzione di deflusso "single flow" determinata secondo lo schema proposto in Figura 93.

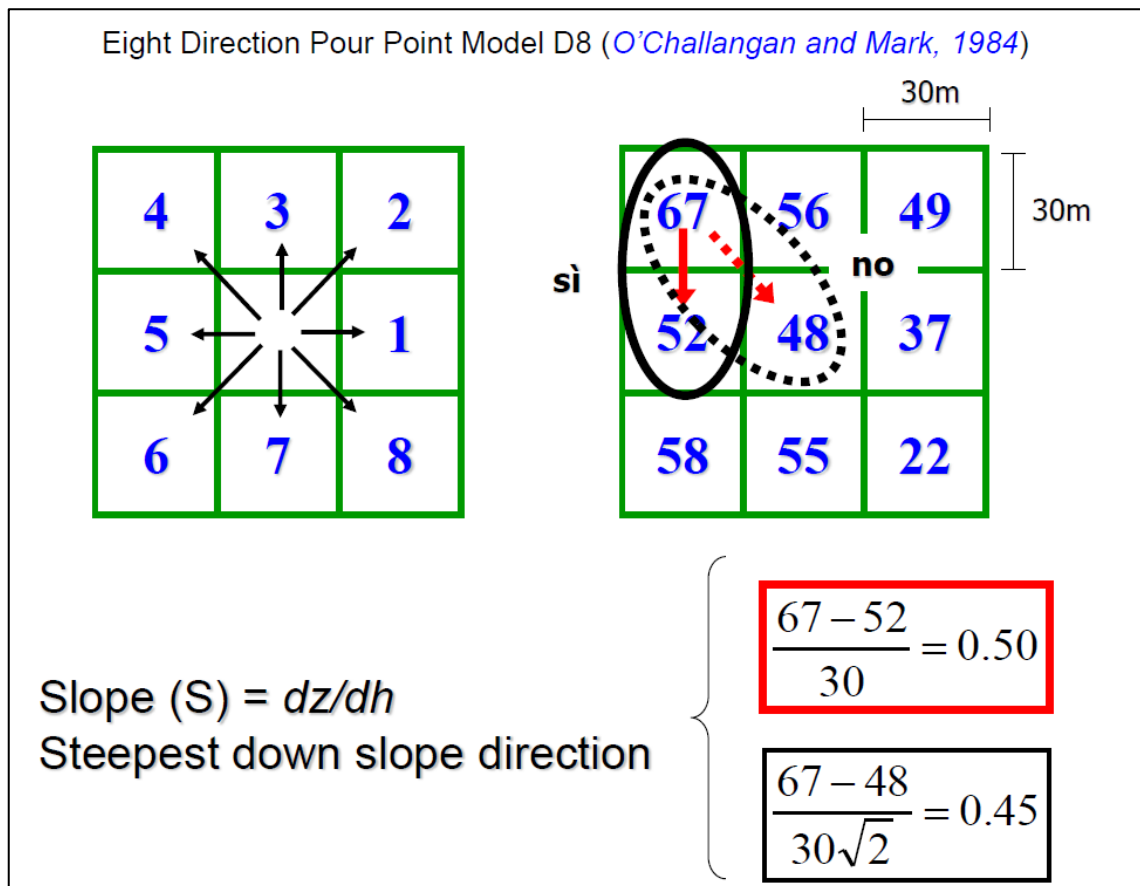


Figura 93 - Principio di funzionamento del Flow Direction (D8 - Single Flow)

L'individuazione delle direzioni di deflusso rappresenta l'operazione preliminare di elaborazione del DEM, necessaria per la determinazione della distribuzione nel bacino dell'area drenata.

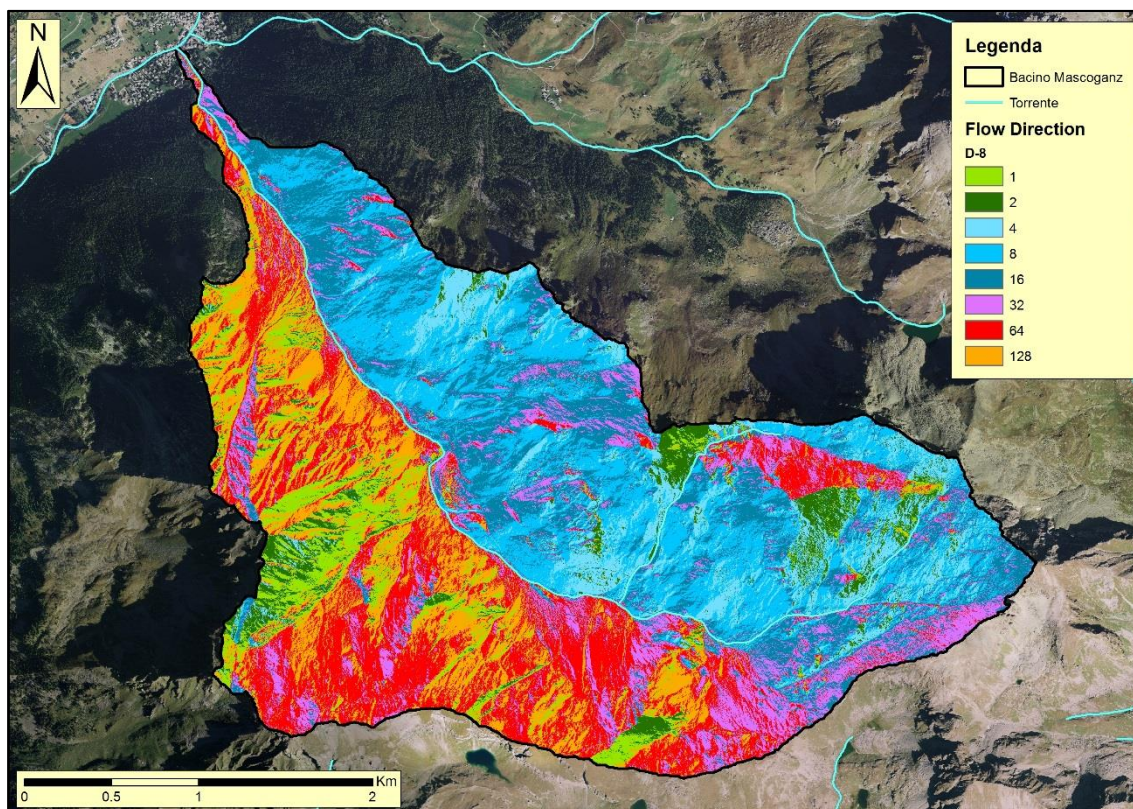


Figura 94 - Flow Direction (SingleFlow – D8)

9.4 FLOW ACCUMULATION (AREA DRENATA CONTRIBUENTE)

L'area contribuyente o area drenata (*upslope area*) è la porzione planimetrica di area a monte di un elemento topografico discreto, estesa sino allo spartiacque, che contribuisce alla formazione di deflusso nell'elemento considerato; essa sarà condizionata dalla topografia della zona considerata.

L'operazione ha lo scopo di individuare un insieme di percorsi che collegano ciascuna cella alla sezione di chiusura in modo univoco. L'area drenata viene calcolata sommando progressivamente il numero di celle che si trovano lungo tutti i percorsi dallo spartiacque alla sezione di chiusura.

Una volta eliminati i PIT tutti i percorsi conducono alla sezione di chiusura e tutte le celle possono essere connesse tra loro in modo univoco (Figura 95).

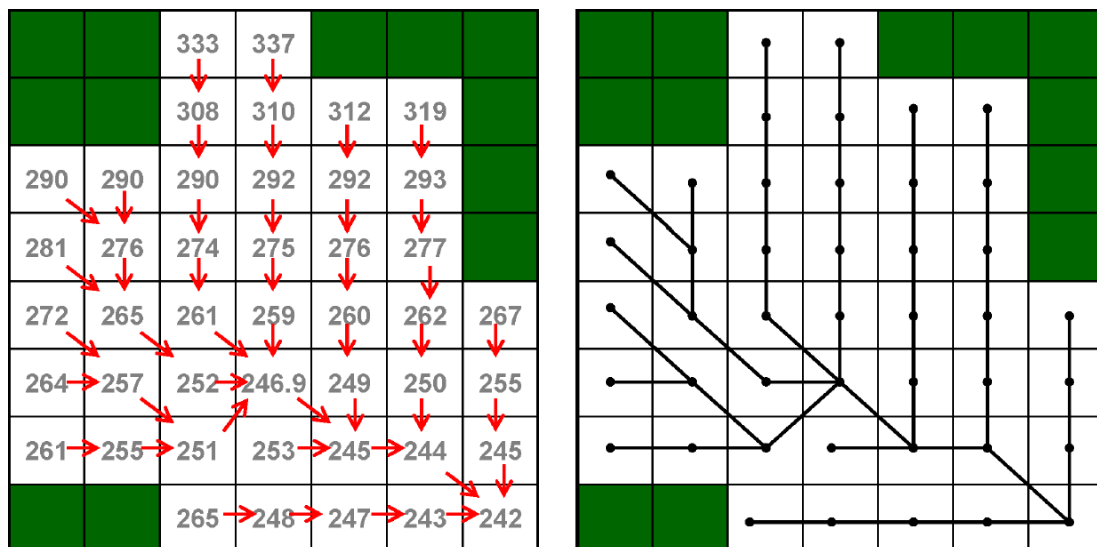


Figura 95 - Percorsi "definitivi" e connessione tra celle

Intuitivamente le celle dello spartiacque dreneranno solo se stesse mentre la sezione di chiusura avrà come area contribuyente tutte le celle del bacino (Figura 96).

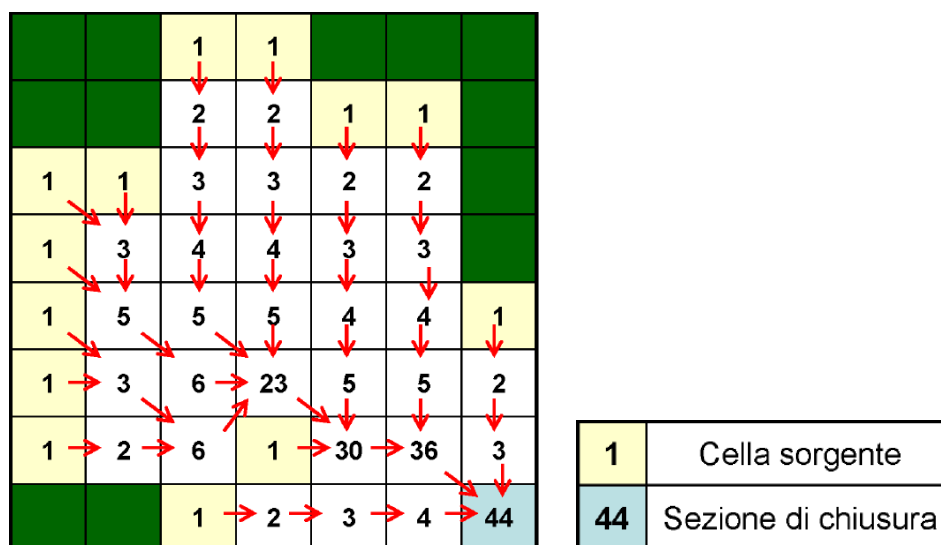


Figura 96 - matrice di drenaggio relativa all'area contribuyente

In ArcGIS la flow Accumulation (D8 contributing area) viene determinata a partire dalla D8 flow direction come schematizzato in Figura 97.

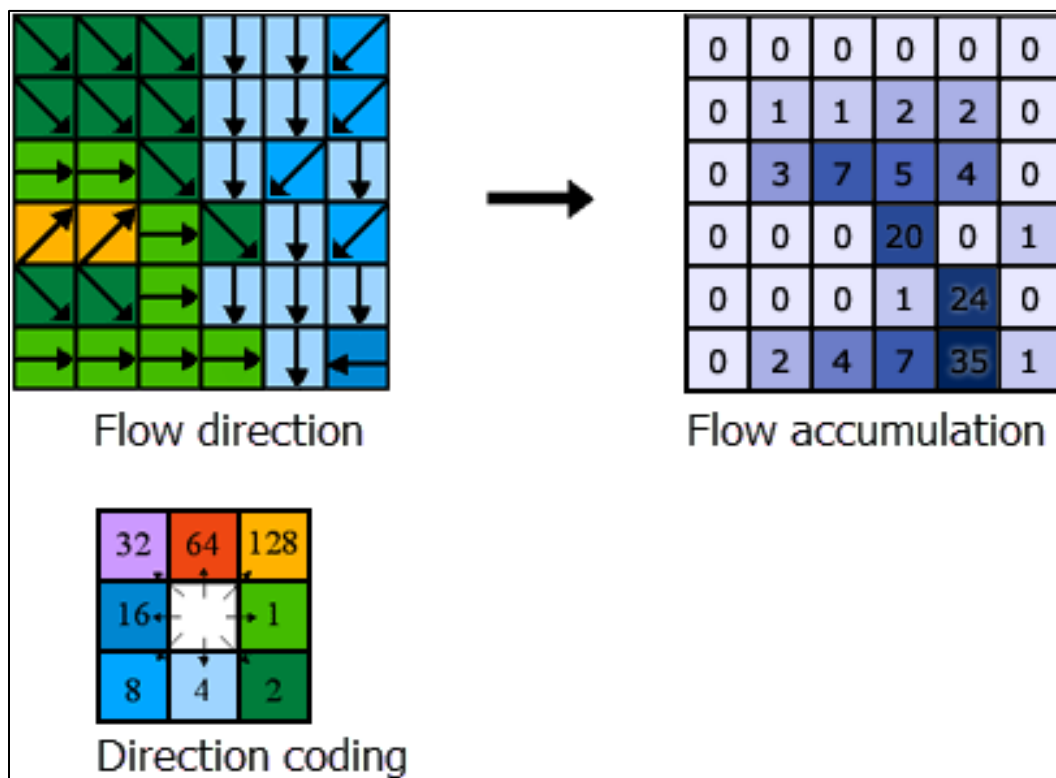


Figura 97 - Principio di funzionamento della flow Accumulation

La logica alla base di questo computo è brevemente illustrata di seguito.

Uno scalare, A_i , denota l'area drenante totale, costituita dal numero di pixel che drenano attraverso il link i esimo. Essa, in unità pixel, si può scrivere come:

$$A_i = \sum_j W_{ij} \cdot A_j + 1$$

Dove j indica una delle otto celle che circondano il pixel i esimo e W_{ij} è un operatore funzionale unitario o nullo:

$$W_i = \begin{cases} 1 & \text{se } i \text{ e } j \text{ sono connessi ovvero se } j \rightarrow i \text{ è una direzione di drenaggio} \\ 0 & \text{altrimenti} \end{cases}$$

L'area unitaria aggiunta al contributo delle celle che circondano il pixel si riferisce all'area drenante dello stesso. L'output di questo algoritmo quindi è un raster i cui pixel sono contraddistinti dal numero di celle contribuenti a monte di esso, più uno (che rappresenta il contributo al flusso della cella stessa). É anche possibile specificare come input lo shapefile di un outlet di interesse: il software considera solo le celle il cui flusso confluisce nel pixel "outlet" e classifica come "no data" le rimanenti. In questo modo si può identificare l'area drenante a monte del punto scelto. Un'ulteriore opzione consente di verificare la presenza di "edge contamination" ovvero la possibilità di sottostimare l'area contribuyente

per non aver valutato l'area al di fuori del dominio. Questo accade quando vi è drenaggio da aree aldilà dei confini o da aree "no data". L'algoritmo si accorge di ciò e riporta "no data" per le celle che ne sono condizionate.

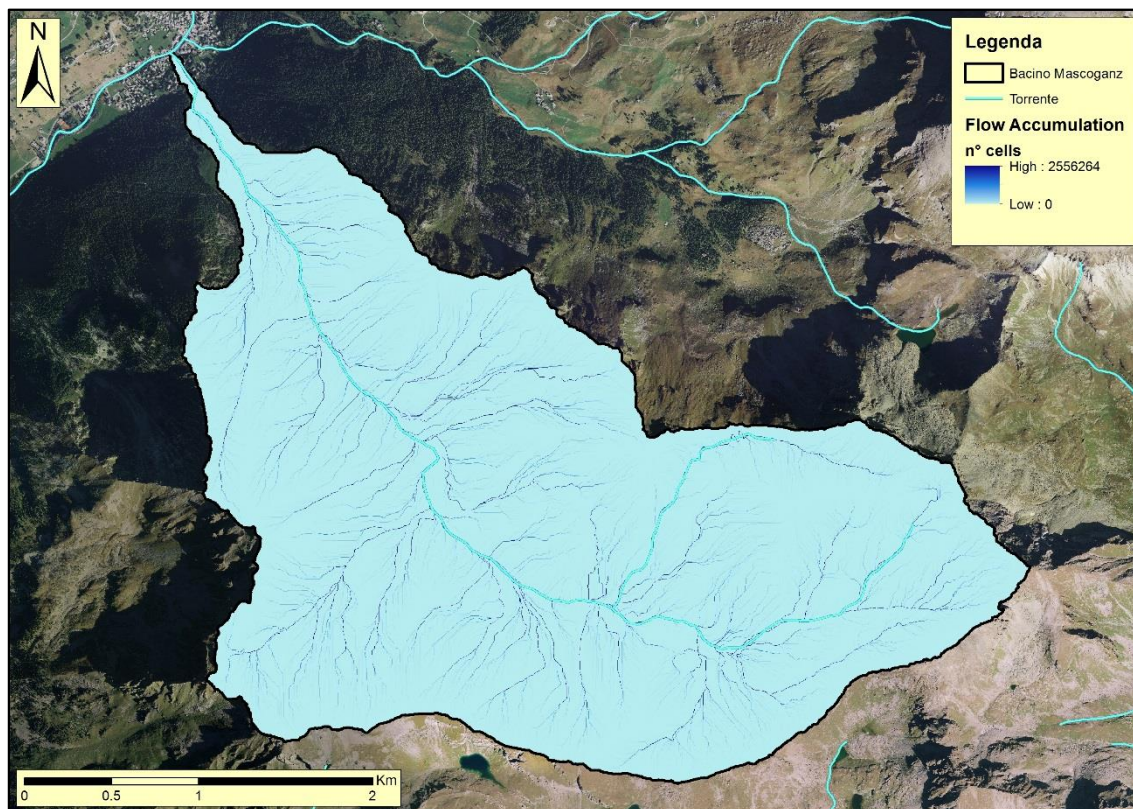


Figura 98 - Area drenata contribuyente (D-8)

9.5 ALGORITMI ALTERNATIVI PER IL CALCOLO DEI PERCORSI DI FLUSSO

Oltre all'algoritmo tradizionale di ArcGIS, il D8 Single Flow (O'Callaghan, et al., 1984), utilizzato per calcolare direzioni di deflusso superficiale, negli anni, diversi autori hanno sviluppato alcuni algoritmi di calcolo alternativi che simulano il comportamento del deflusso superficiale nella scelta della direzione del proprio percorso: Multiple Flow MD8 (Quinn, et al., 1991) e varianti (Holmgren, 1994); D^∞ (Tarboton, 1997); D8-LTD (Orlandini, et al., 2003); D8-Facets (Seibert, et al., 2007); D^∞ -LTD (Orlandini, et al., 2009). Alcuni di questi metodi sono stati testati e validati paragonando i risultati numerici con dati reali di campo (Orlandini, et al., 2012), in tutti i casi si riscontra una approssimazione tipica dei modelli matematici che non rispecchia in tutto e per tutto la situazione reale. Questa approssimazione viene comunque accettata nell'ambito del presente lavoro.

A seguito della ricerca bibliografica condotta sono stati, dunque, presi in considerazione alcuni dei sopracitati metodi, di facile implementazione in GIS, in moda da testarli e confrontarli nell'area di studio del bacino di Mascognaz, oggetto di questo lavoro. Nelle pagine seguenti verrà illustrato il funzionamento degli algoritmi scelti.

9.6 MULTIPLE FLOW (MD8)

L'algoritmo ripartisce in modo pesato il flusso da una cella alle otto celle vicine in modo tale che ci sia sempre una cella in cui il flusso può procedere. Il deflusso finale, espresso in termini di probabilità che il flusso propaghi verso una certa cella, si ripartisce in modo proporzionale a:

- pendenza tra cella ricevente e cella contribuyente
- lunghezza del tratto di isoipsa che il deflusso attraversa ortogonalmente per raggiungere la cella ricevente (Figura 99).

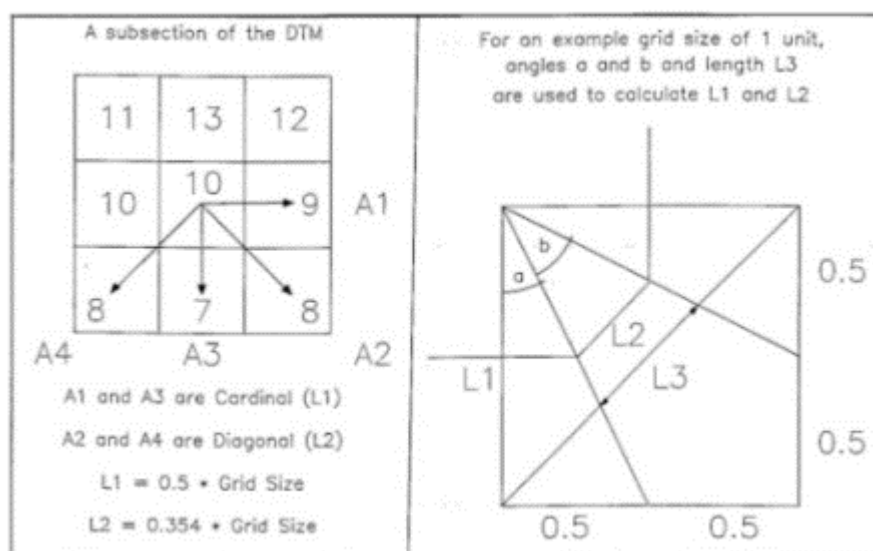


Figura 99 - Ripartizione pesata del flusso idrico (Quinn, et al., 1991)

Il punto di partenza del algoritmo è il valore dell'angolo fra il punto di partenza (la cella posta al centro) e la direzione nella quale il flusso si può ripartire espresso come $\tan\beta$ (Figura 100).

I casi estremi per la ripartizione del flusso sono il modello D8, nel quale tutto il flusso viene allocato ad una sola cella dell'intorno (quella verso cui c'è la massima pendenza), ed il metodo denominato Multiple Flow Direction (MD8) (Quinn, et al., 1991) in cui la misura del flusso è data da:

$$\Delta F_{acc_i} = \frac{\tan\beta_i L_i}{\sum_{j=1}^n \tan\beta_j L_j}$$

Dove:

- ΔF_{acci} : porzione di area drenata trasferita alla cella i-esima;
- n : numero totale di celle adiacenti a quota inferiore;
- $\tan\beta_j$: pendenza verso la cella i-esima;
- L_j : lunghezza della linea di livello nella direzione i-esima.

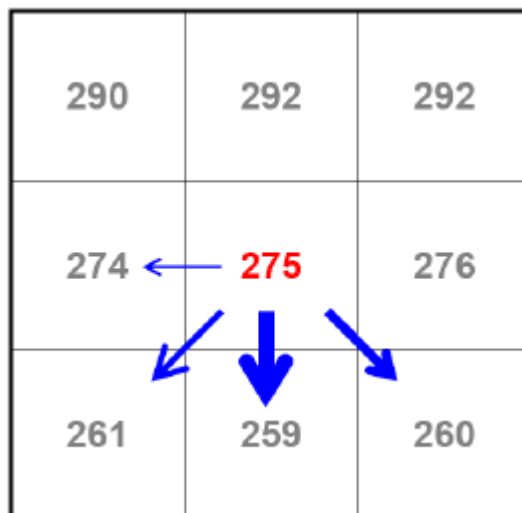


Figura 100 - Principio di funzionamento del Multiple Flow MD8

Di seguito si riportano le mappe di Flow Direction e la derivante Flow Accumulation calcolate sul bacino di Mascognaz a partire dall'algoritmo Multiple Flow.

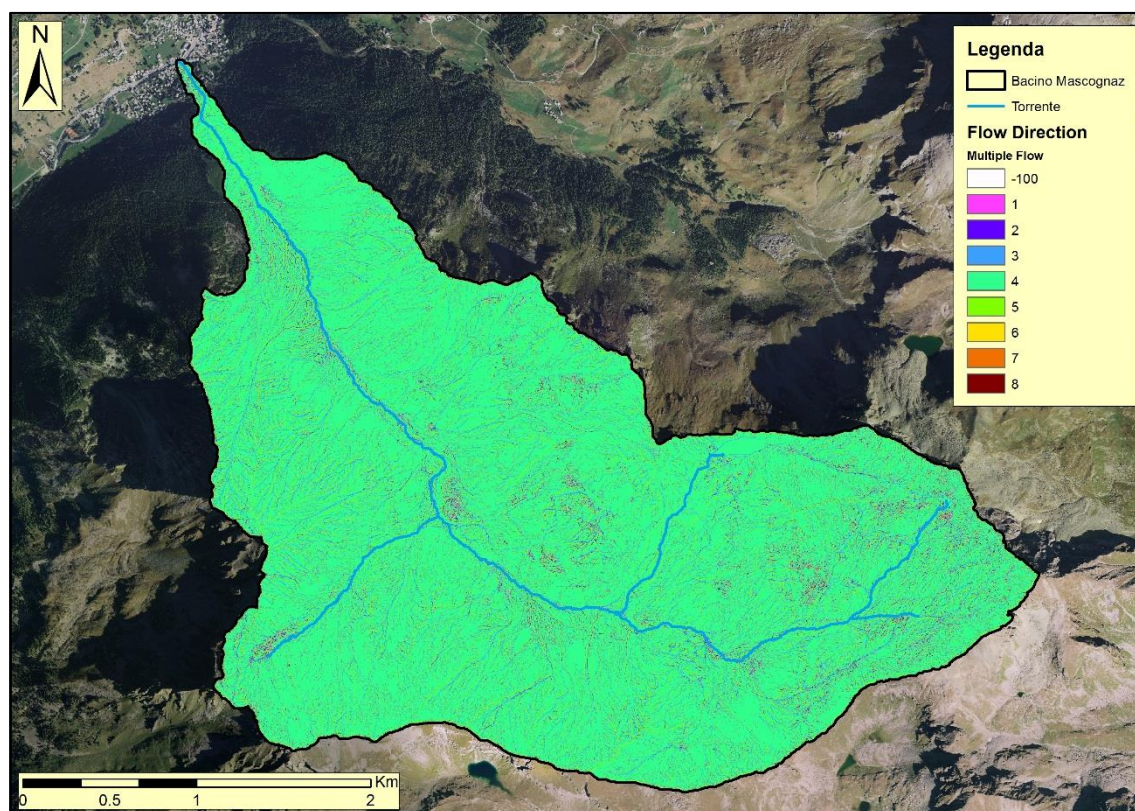


Figura 101 - Flow Direction (Multiple Flow)

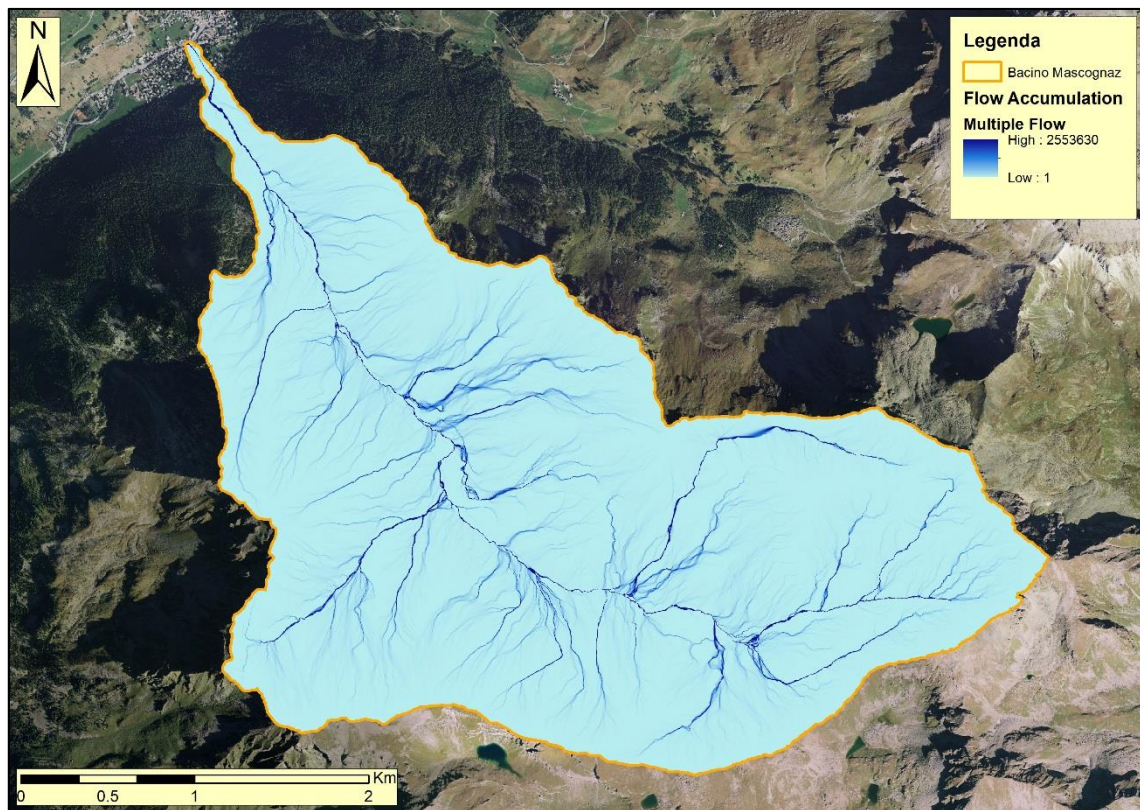


Figura 102 - Area Drenata contribuyente (multiple flow)

9.7 D- INFINITY (D_{∞})

L'algoritmo D-Infinity (Tarboton, 1997) non lavora solo di cella in cella, ma distribuisce l'acqua su più celle attribuendogli un peso su base trigonometrica. Analogamente all'algoritmo D8, anche questo algoritmo ha come output due matrici, di cui la prima individua la direzione del flusso e la seconda restituisce la pendenza lungo tale direzione. In questo caso però le possibili direzioni del flusso non sono più otto (le otto celle che circondano il pixel considerato) ma infinite. In particolare, secondo il criterio proposto da Tarboton (Tarboton, 1997), la direzione di drenaggio è quella avente maggior pendenza all'interno delle otto facce triangolari formate dalla griglia 3x3 centrata nella cella di interesse. La direzione del flusso risultante è, quindi, individuata da un angolo espresso in radianti e misurato a partire dalla direzione est in senso antiorario (Figura 103).

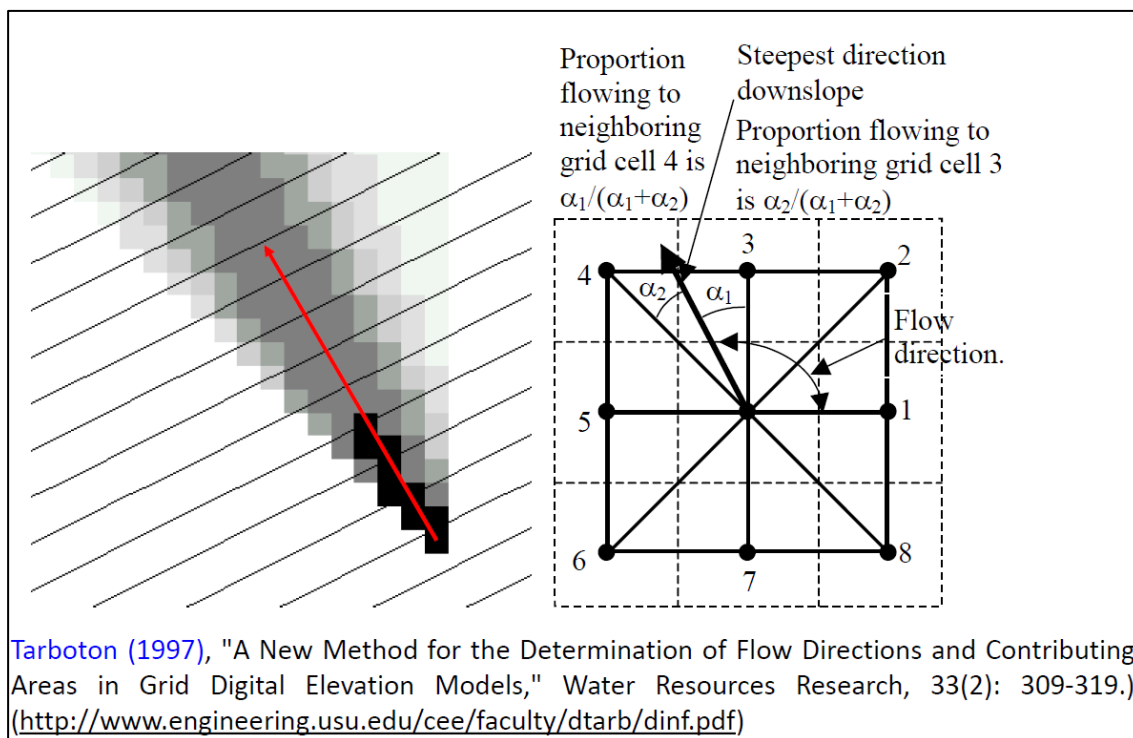


Figura 103 - Principio di funzionamento del D-Infinity (Tarboton, 1997)

Il flusso si considera ripartito tra le due celle confinanti che definiscono la faccia triangolare in cui cade la direzione di maggior pendenza. La ripartizione avviene proporzionalmente agli angoli che si formano tra la direzione di maggior pendenza e le direzioni congiungenti i pixel di interesse e le celle circostanti. Come per l'algoritmo "D8 flow directions" il valore della pendenza è la tangente dell'angolo d'inclinazione del versante nella direzione di maggior pendenza.

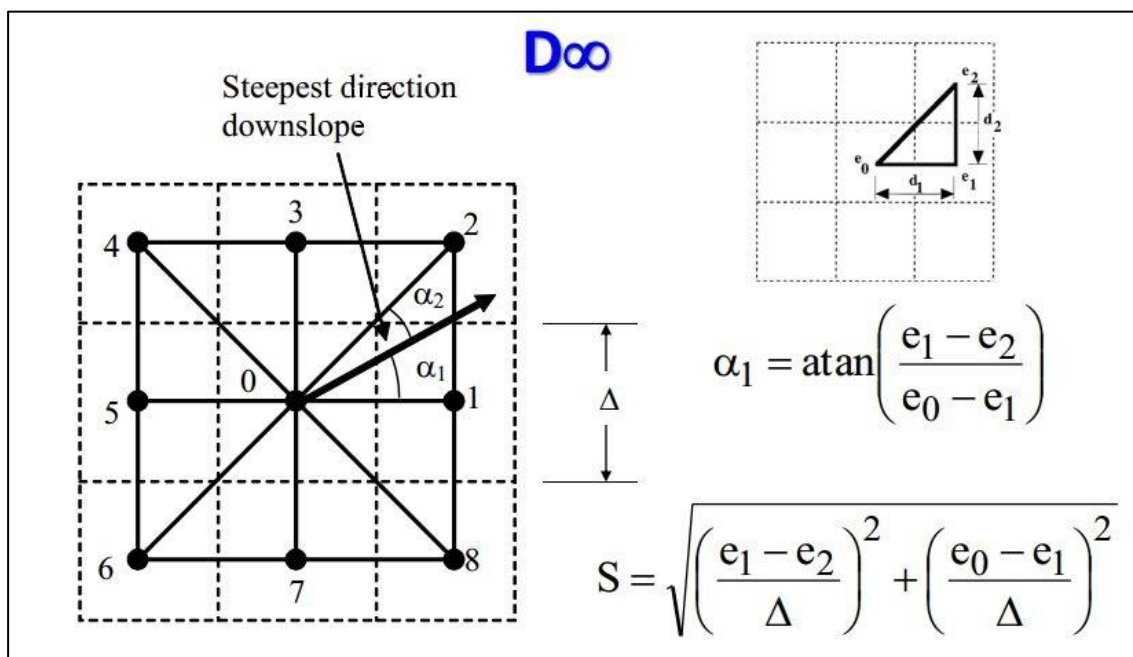


Figura 104 - Principio di funzionamento del D-Infinity (Tarboton, 1997)

Se α_1 risulta essere esterno alla superficie di competenza della porzione triangolare allora la direzione del deflusso viene fatta coincidere con il lato più vicino (e_0e_1 o e_0e_2) e l'ammontare del deflusso viene direzionato verso un'unica cella adiacente senza subire alcuna ripartizione (D8). Se invece la direzione ricade all'interno della porzione triangolare allora il deflusso viene ripartito tra due celle in modo inversamente proporzionale agli angoli α_1 e α_2 (Figura 104).

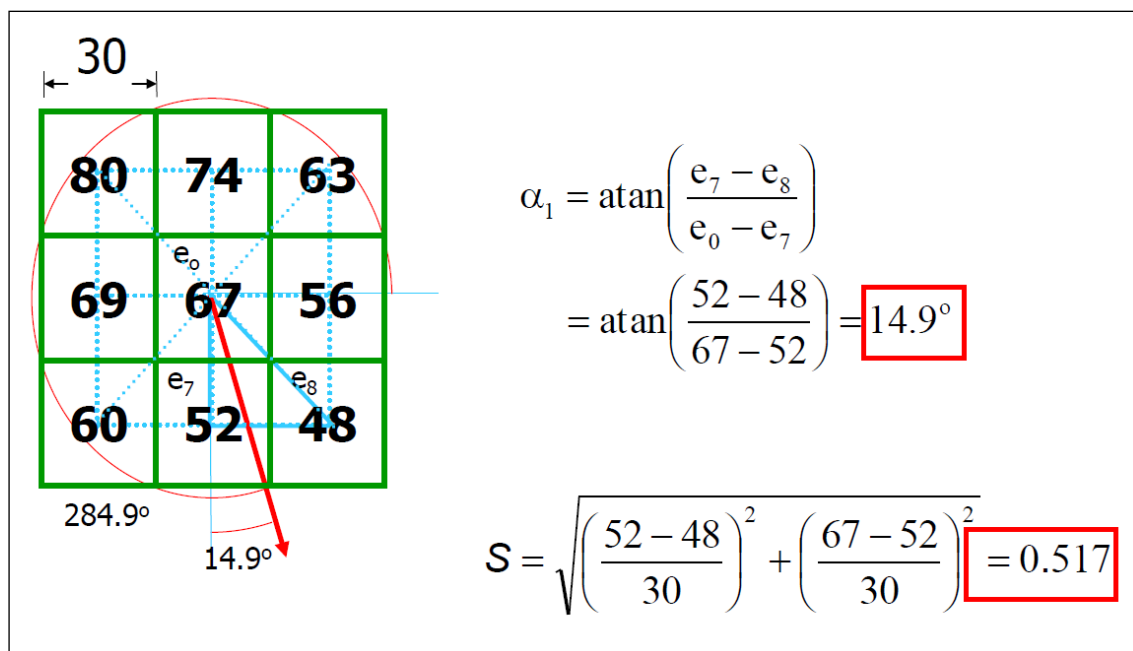


Figura 105 - Esempio di applicazione ad una maglia DTM 3x3

L'algoritmo sopra descritto è integrato all'interno della **TauDEM** (*Terrain Analysis Using Digital Elevation Models*) Toolbox sviluppata dal Hydrology Research Group della Utah State University sotto la direzione del Prof. David Tarboton: (<http://hydrology.usu.edu/taudem/taudem5/index.html>)

Di seguito la mappa di Flow Direction calcolata sul bacino di Mascognaz con l'algoritmo D-Infinity.

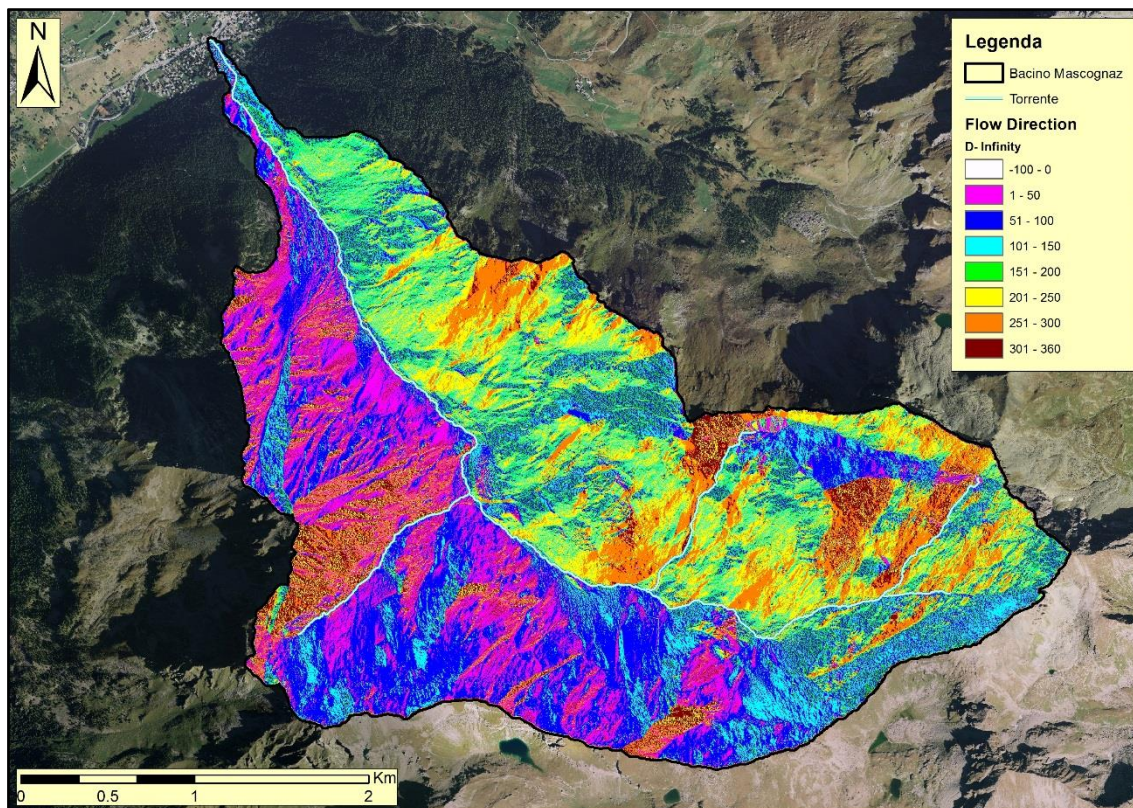


Figura 106 - Flow Direction (D - Infinity)

9.8 AREA DRENATA CONTRIBUENTE (D-INFINITY CONTRIBUTING AREA)

A valle della D-Infinity Flow direction, l'algoritmo D-Infinity Contributing Area, anch'esso integrato nella suite TauDEM, calcola l'area contribuyente a monte di ogni pixel a partire dalle direzioni di flusso definite con il metodo "D-Infinity". Il risultato viene riportato in termini di area specifica ovvero di area contribuyente per unità di lunghezza. Questo valore è dato dal numero di pixel che drenano in quello di interesse, moltiplicato per la dimensione della cella (o per l'area della cella divisa per la dimensione della stessa). Anche questo algoritmo consente di verificare la presenza di "edge contamination" e di definire un outlet di interesse a monte del quale considerare l'area contribuyente. I pixel che non drenano nella sezione di chiusura scelta vengono etichettati come "no data". È possibile definire come ulteriore input un "raster weight" che specifichi i contributi al flusso di ogni cella. Utilizzando tale opzione il risultato viene riportato direttamente come

somma dei pesi senza essere scalato in base alle dimensioni della cella (Tarboton, 1997).

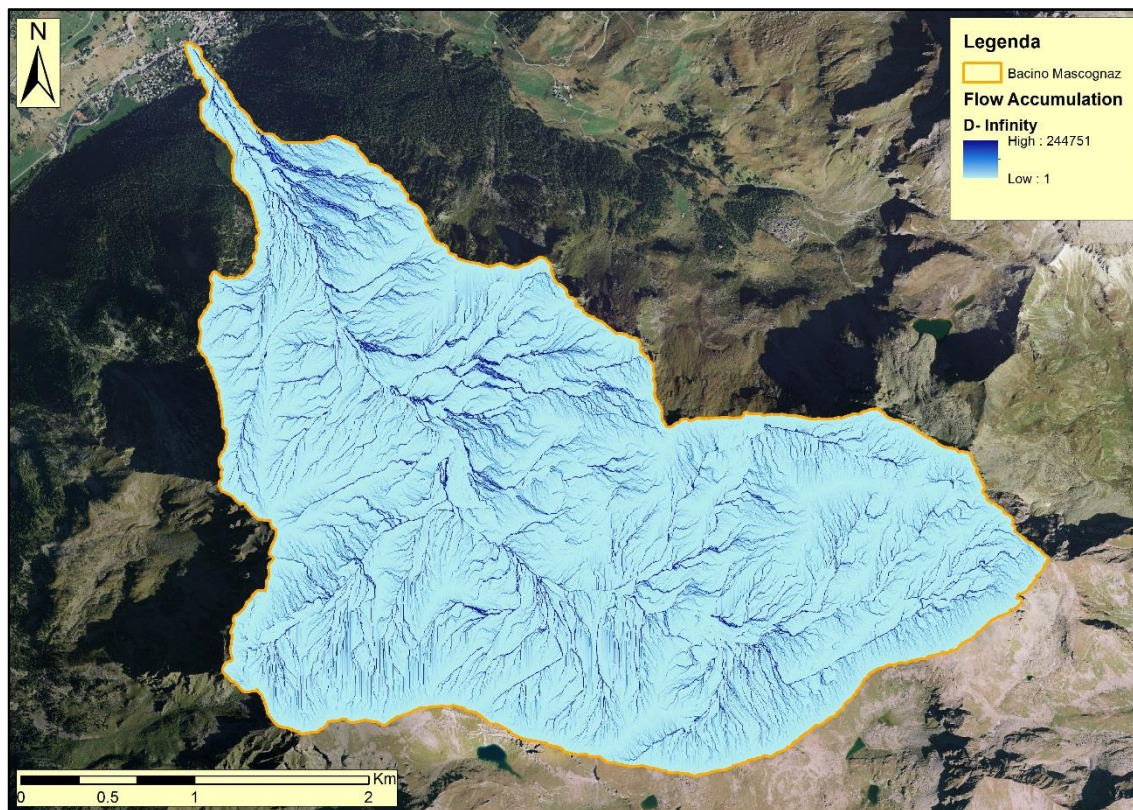


Figura 107 - Area drenata contribuyente (D-Infinity)

9.9 VANTAGGI E SVANTAGGI DEGLI ALGORITMI ILLUSTRATI.

Gli algoritmi utilizzati hanno permesso di evidenziare vantaggi e svantaggi della loro applicazione su modelli digitali del terreno risolti relativi ad aree di montagna, caratterizzate da versanti ripidi e impluvi definiti.

Come si può osservare dalla Figura 108, l'algoritmo D8 risulta molto valido per l'estrazione del reticolo idrografico di sintesi, ricavabile dal DTM, ma sui versanti più ripidi genera delle linee parallele non confrontabili con percorsi di deflusso reali. Il Multiple Flow, invece, genera percorsi di flusso concettualmente più realistici, ma al tempo stesso si riscontra un'elevata dispersione del flusso. Il D-Infinity, infine, risulta essere un buon compromesso sui versanti mantenendo l'aspetto realistico del deflusso superficiale e al tempo stesso generando una dispersione del flusso moderata, questo modello risulta quindi essere il più indicato per approcciare la modellistica di frana superficiale, tipico fenomeno di versante.

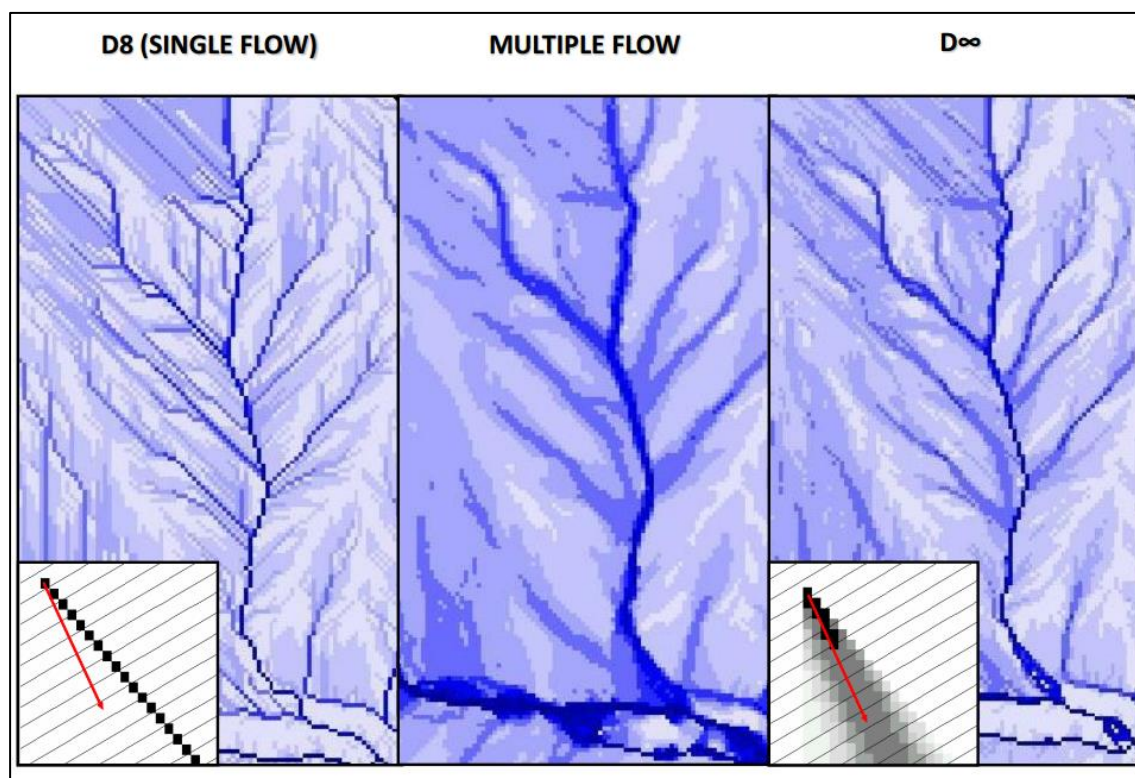


Figura 108 - Confronto delle aree contribuenti determinate con i diversi metodi

Nella Tabella 13 si riassumono i principali vantaggi e svantaggi riscontrati.

Tabella 13: Vantaggi e svantaggi dei diversi algoritmi

Modello	Vantaggi	Svantaggi
D8 – Single Flow	Nessuna dispersione Percorsi univoci	Concettualmente approssimato sui versanti
Multiple Flow	Concettualmente valido Aspetto realistico	Elevata dispersione Non esistono percorsi univoci pertanto è difficile calcolare tempi e lunghezza dei percorsi
D ∞	Concettualmente Buono Aspetto realistico	Moderata dispersione

10. ANALISI IDROGRAFICA

10.1 L'IMPORTANZA DELLA RETE DI DRENAGGIO

I processi torrentizi che si verificano nei bacini alpini lungo la rete idrografica minore presentano un grande potere distruttivo per la rapidità, l'intensità e la difficile prevedibilità con la quale accadono. Il reticolo idrografico è costituito dall'insieme di canali che solcano in superficie il bacino idrografico. Gli elementi caratteristici di un "canale", nella percezione comune di torrente e fiume, sono (Dalla Fontana, et al., 2003):

- Presenza di acqua fluente, con velocità proporzionale al gradiente energetico
- Geometria trasversale confinata che definisce la sezione liquida

Tuttavia nelle parti superiori dei bacini idrografici, ed in particolare lungo i versanti acclivi, il reticolo può essere caratterizzato da assenza di deflusso permanente. È pertanto necessario definire le potenziali aste idrografiche con una valutazione di tipo morfologico.

A tal proposito si ricorda la definizione di *Channel heads* (Dietrich, et al., 1993): fenomeno di "soglia" dove si verifica concentrazione di deflusso che origina incisione nella quale sono trasportati tra due sponde riconoscibili deflussi solidi e liquidi.

A valle dell'analisi idrologica eseguita sull'intero DTM del bacino risulta necessario quindi estrarre la rete di drenaggio come informazione lineare su cui procedere con l'analisi idrografica.

I reticoli idrografici così estratti verranno gerarchizzati utilizzando gli schemi di ordinamento di Horton-Strahler e di Shreve, a partire dalla geometria del reticolo idrografico sarà infine possibile ricavare curva ipsometrica del bacino, delimitare i sottobacini e valutare l'evoluzione dei percorsi di drenaggio.

10.2 ESTRAZIONE DEL RETICOLO IDROGRAFICO

La derivazione del reticolo idrografico preliminare si ottiene in maniera semi automatica a partire dal DTM ad alta risoluzione del bacino di studio.

I primi step di pre-processamento riguardano il condizionamento idrologico del DTM, l'individuazione delle direzioni di flusso e delle aree di drenaggio, con i metodi illustrati nei capitoli precedenti.

Una volta ottenuta la base di partenza è possibile procedere all'estrazione del reticolo idrografico sintetico. Esistono 3 grandi filoni che suddividono 3 approcci metodologici differenti per estrarre il reticolo idrografico:

1. Area Threshold (O'Callaghan, et al., 1984) (Band, 1986) (Mark, 1988) (Tarboton, 1989) (Tarboton, et al., 1991)
2. Slope-Area (Montgomery, et al., 1992) (Dietrich, et al., 1993) (Dalla Fontana, et al., 2003)
3. Landform Curvature (Laschermes, et al., 2007) (Tarolli, et al., 2009) (Pirotti, et al., 2010) (Sofia, et al., 2011)

10.2.1 AREA THRESHOLD

Questo approccio consiste nell'andare ad impostare un valore di soglia sull'area di drenaggio. Da un punto di vista GIS significa impostare un valore di soglia sull'area drenata (flow accumulation) in modo da poter estrarre tutte le celle con valore di accumulo superiore alla soglia fissata, per cui vengono identificate come canale (stream grid network), mentre le celle restanti sono considerate appartenenti alle zone di versante (hillslope) (Figura 109).

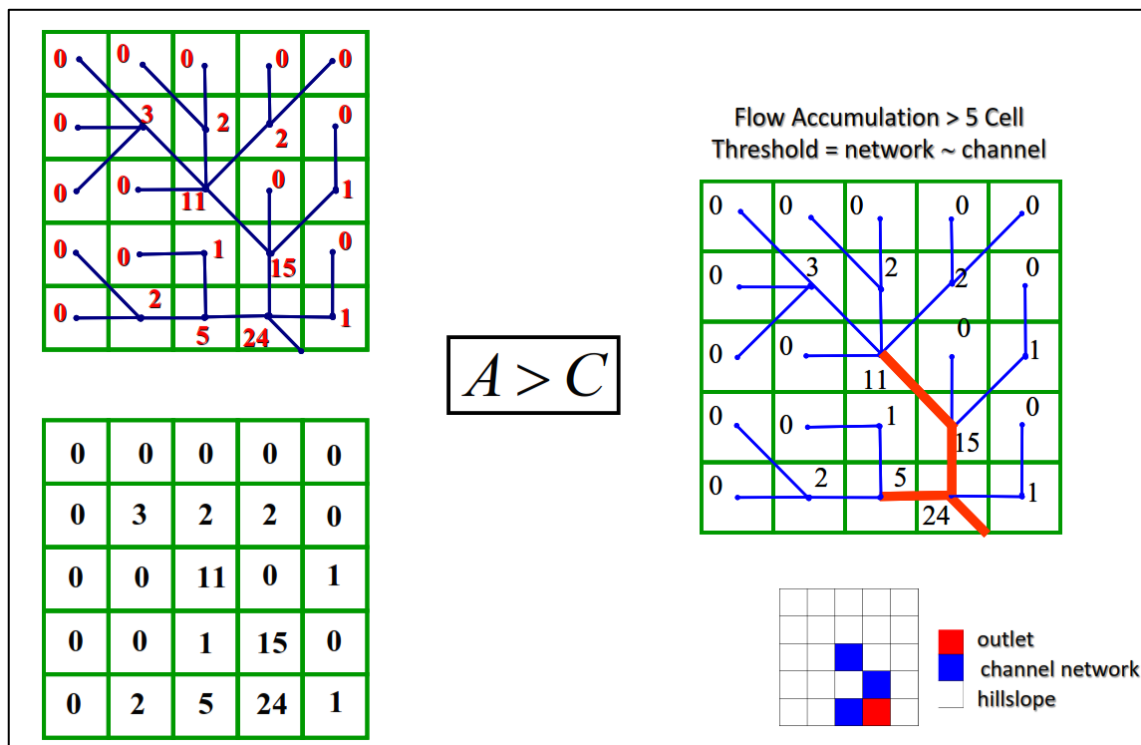


Figura 109 - Estrazione del channel network sulla base di una data soglia fissata

Secondo questo principio, è chiaro come alti valori di soglia generano un reticolo meno denso, mentre bassi valori di soglia creano un reticolo idrografico più fitto.

Per il bacino di Mascognaz è stata scelta una soglia pari a circa l'1% dell'area drenata contribuyente (Figura 110).

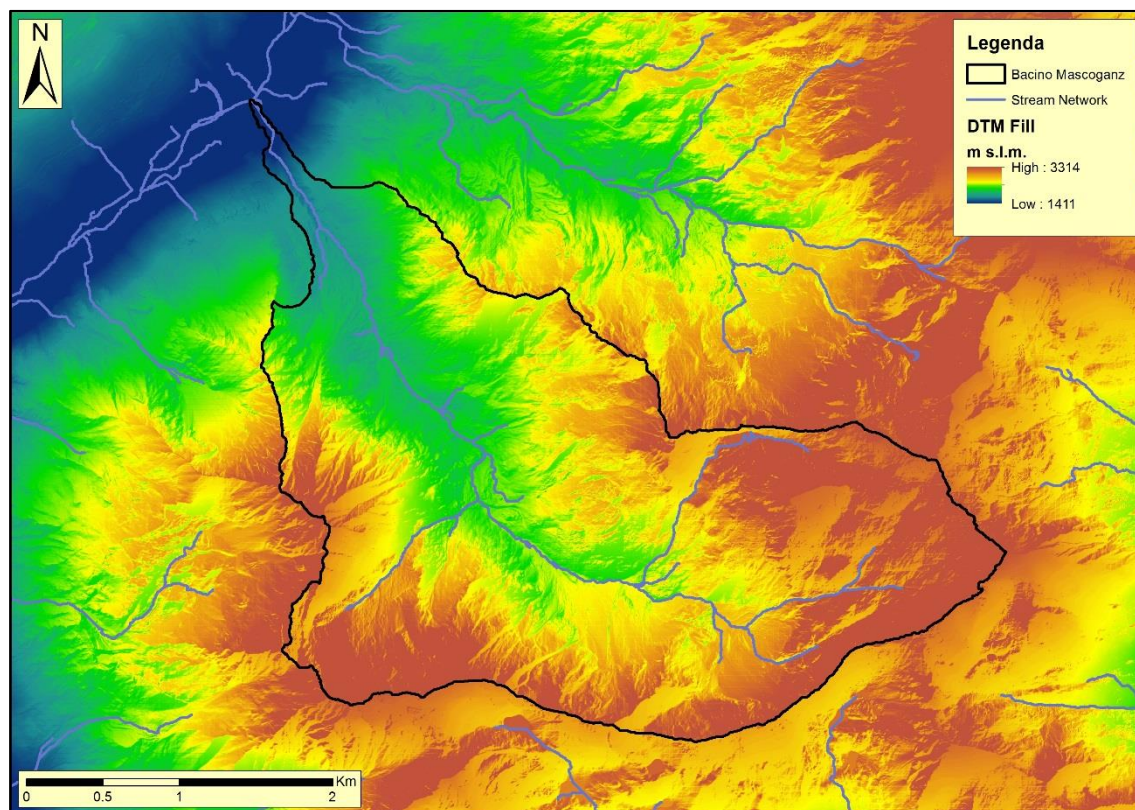


Figura 110 - Reticolo Idrografico sintetico

10.2.2 SLOPE-AREA

Questo metodo consiste nell'impostare una soglia sul prodotto fra area drenata e quadrato della pendenza:

$$AS^2 > C$$

Dove:

- A rappresenta l'area drenata
- S rappresenta la pendenza
- C rappresenta la soglia imposta

Questa valutazione deriva dalla necessità di considerare il reticolo naturale maggiormente drenato nella parte montana (forte acclività del pendio), pertanto la metodologia di estrazione è basata sull'imposizione di soglie topografiche che tengano conto tanto dell'area drenata, quanto della pendenza, riproducendo così la disomogeneità spaziale delle densità di drenaggio dei bacini reali.

In questo approccio bisogna tener presente che i fenomeni di canalizzazione sono favoriti dalla presenza di zone ad elevata pendenza, pertanto de la soglia tiene conto anche della pendenza locale del sito, si assume che il meccanismo dominante sia l'erosione (la testa del canale si verifica in corrispondenza di un cambiamento nei processi di trasporto).

Le reti di drenaggio estratte con questo metodo hanno densità di drenaggio decrescenti da monte verso valle, infatti le pendenze in gioco diminuiscono nelle zone più prossime alla sezione di chiusura.

Per il bacino di Mascognaz è stato scelto una soglia area-pendenza di 100 celle il cui risultato è riportato nella mappa di Figura 111.

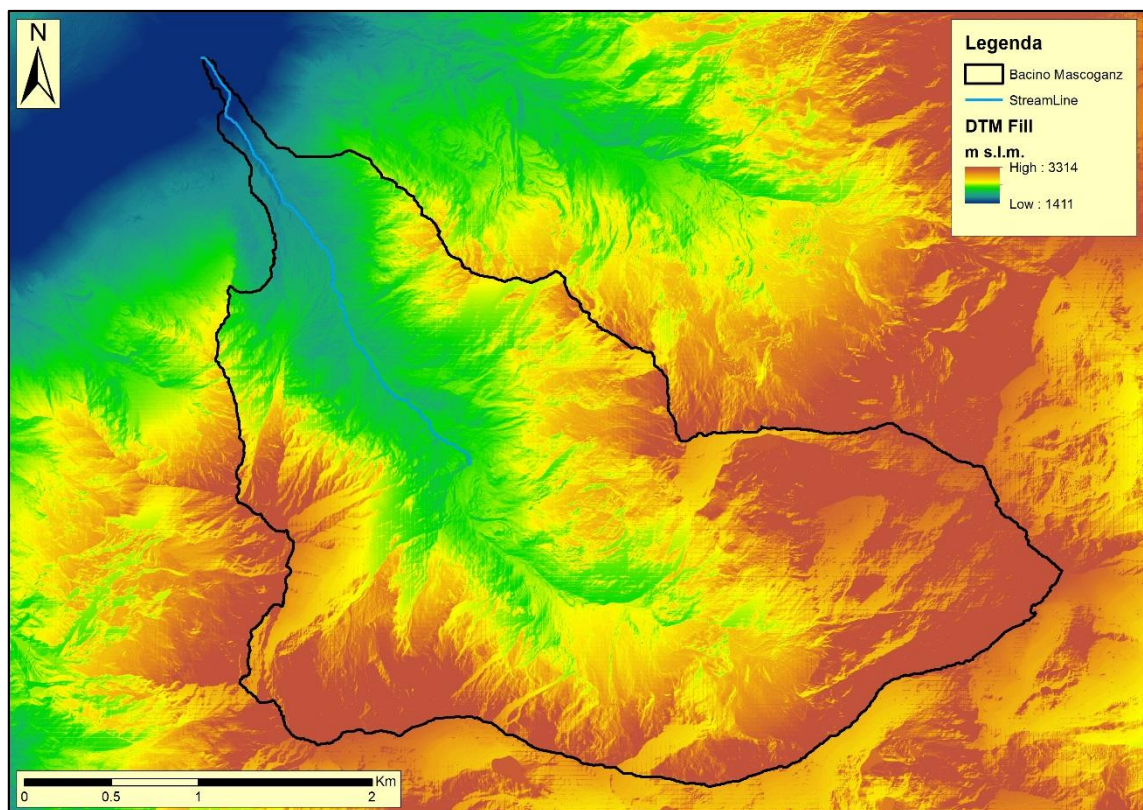


Figura 111 - Reticolo idrografico sintetico estratto

10.2.3 LANDFORME CURVATURE

Il parametro curvatura esprime la vera e propria curvatura (concavità e/o convessità) di una superficie rappresentata da un DTM:

$$\nabla^2 z = \left(\frac{\partial^2 z}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 z}{\partial y^2} \right)$$

Dove:

- $\frac{\partial^2 z}{\partial x^2}$ rappresenta il grado di convergenza e/o divergenza perpendicolare alla linea di massima pendenza;
- $\frac{\partial^2 z}{\partial y^2}$ rappresenta la convessità e/o la concavità lungo la direzione della massima pendenza.

Una zona di superficie divergente/convessa ($\nabla^2 z < 0$) si riconduce a processi di versante non canalizzati (creste o crinali), mentre una zona di superficie concava/convergente ($\nabla^2 z > 0$) è indicativa di processi canalizzati (impluvi) (Figura 112 e Figura 113).

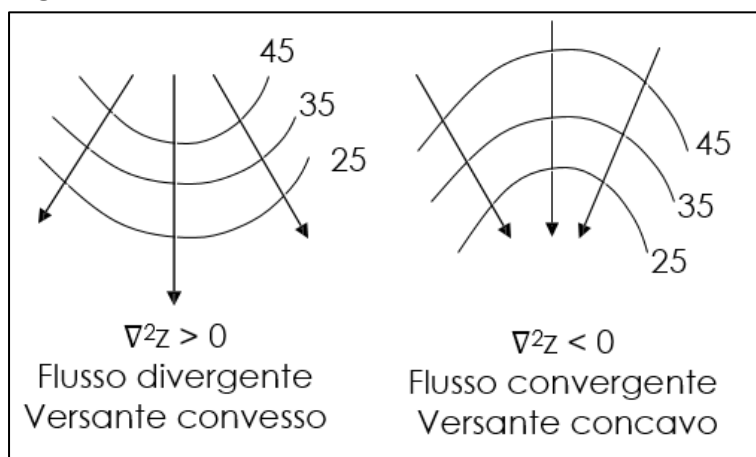


Figura 112 - isoipse con profilo convesso e concavo

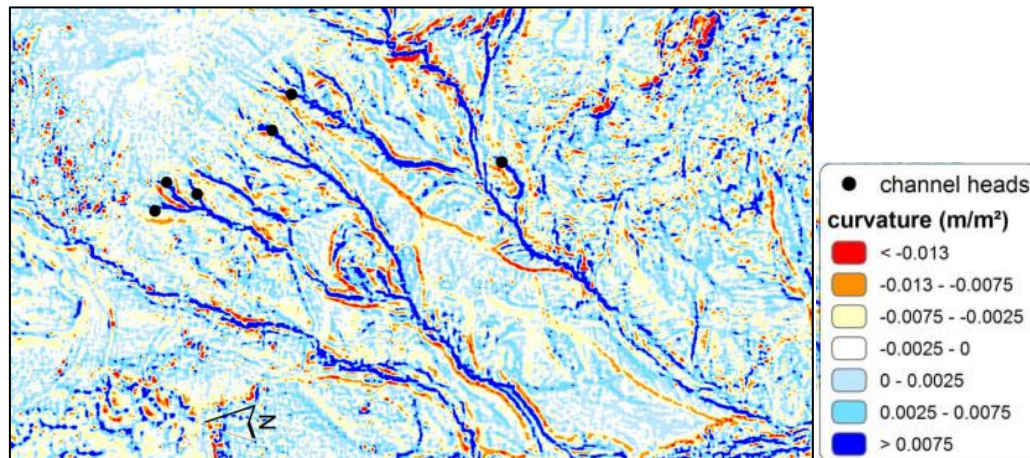


Figura 113 - esempio del risultato ottenuto con la curvatura su un'area montana

La soglia per l'estrazione del reticolo idrografico viene quindi imposta sul valore di curvatura.

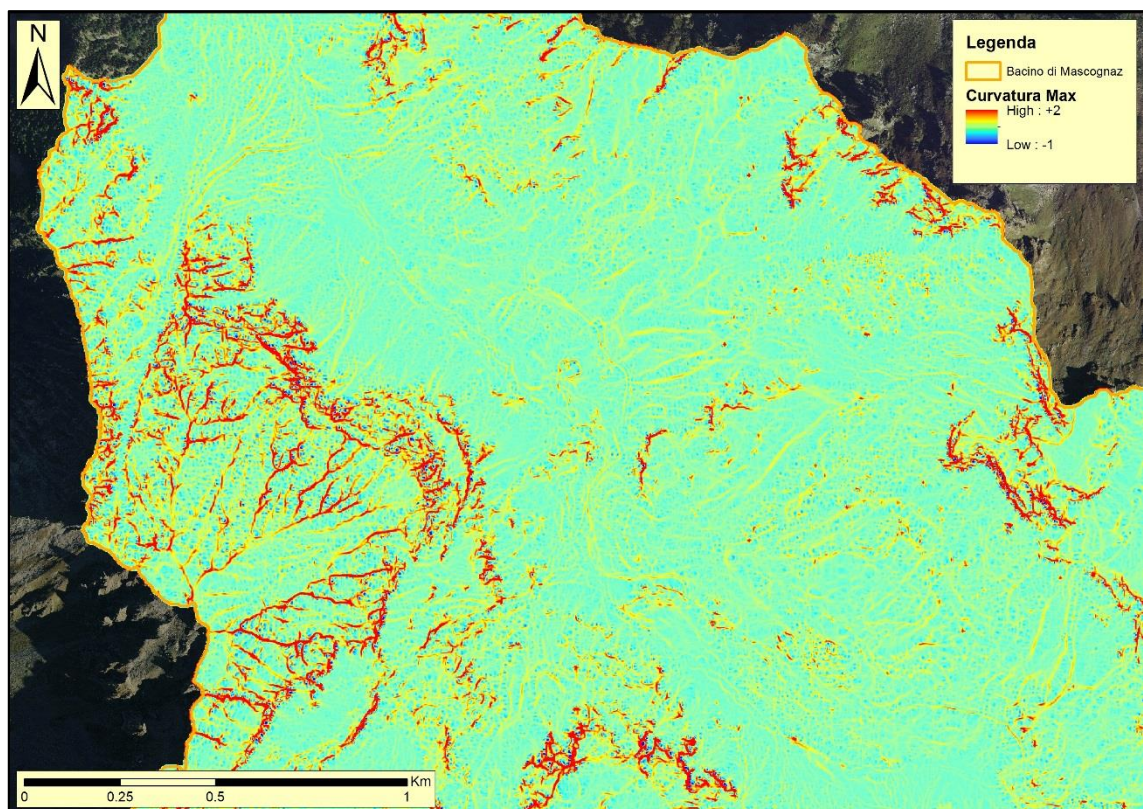


Figura 114 - Curvatura Massima (crinali)

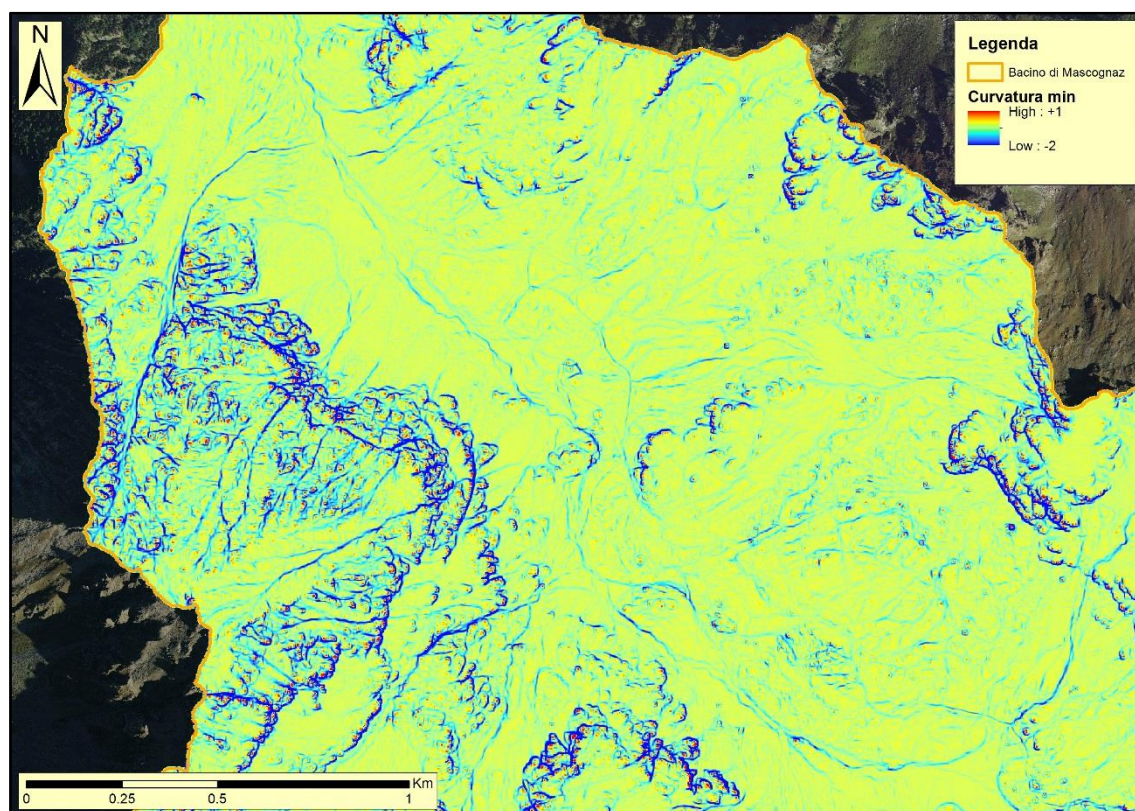


Figura 115 - Curvatura minima (impluvi)

Per quanto riguarda il bacino di Mascognaz, si riscontra come la metodologia standard di estrazione di reticolo idrografico, basata sul un valore di soglia imposto sull'area drenata restituisce un risultato coerente con la situazione idrografica reale.

10.3 CLASSIFICAZIONE RETICOLO E BACINO

L'ordine gerarchico dei corsi d'acqua costituisce una proprietà lineare di un sistema fluviale. Il reticolo idrografico può essere suddiviso in segmenti o aste fluviali ai quali viene attribuita una gerarchia.

La gerarchizzazione di una rete idrografica si esegue attribuendo un ordine a ciascun segmento fluviale. Nel suo lavoro Horton (Horton, 1945) pose le basi per l'analisi quantitativa dei reticoli di drenaggio, mettendo a punto un metodo per ordinare gerarchicamente le aste che li costituiscono. Questo metodo, poi modificato da Strahler (Strahler, 1952), è utilizzato anche attualmente:

Ogni segmento senza affluente, cioè alimentato soltanto dal ruscellamento diffuso e/o da sorgenti, costituisce un elemento di primo ordine. Dalla confluenza di due segmenti di 1° ordine si origina un'asta fluviale di 2° ordine; dalla

confluenza di due segmenti di 2° ordine si ottiene un elemento di 3° ordine e così via fino ad individuare il segmento di ordine massimo che rappresenta il collettore principale dell'intera rete idrografica. Qualora un segmento di ordine (u) incontri un segmento i di ordine successivo ($u + 1$, $u + 2$ etc.), non si verifica l'incremento di ordine gerarchico. Un bacino idrografico si dice perfettamente gerarchizzato quando ogni asta (u) confluisce in un'asta di ordine immediatamente superiore ($u + 1$).

Nello schema proposto da Shreve, (Shreve, 1966) (Shreve, 1967), invece, si considera il reticolo idrografico come un albero trivalente, composto da nodi e tratti, essendo i tratti o segmenti compresi fra due nodi successivi ed i nodi definibili in due tipi: sorgente e giunzione. Data la distinzione dei nodi fra sorgenti e giunzioni, i segmenti che compongono la rete si distinguono fra interni ed esterni. I segmenti esterni sono compresi tra una sorgente e la prima giunzione a valle; quelli interni sono invece compresi tra due successive giunzioni o tra la sezione di chiusura e la prima giunzione a monte di questa. La distanza topologica di un segmento dalla sezione di chiusura è pari al numero di segmenti che bisogna attraversare per giungervi; tutti i segmenti che hanno la stessa distanza topologica appartengono allo stesso livello topologico.

La gerarchizzazione del reticolo idrografico (Figura 116) permette di calcolare una serie di parametri che definiscono la geometria del reticolo e il suo grado di organizzazione gerarchica.

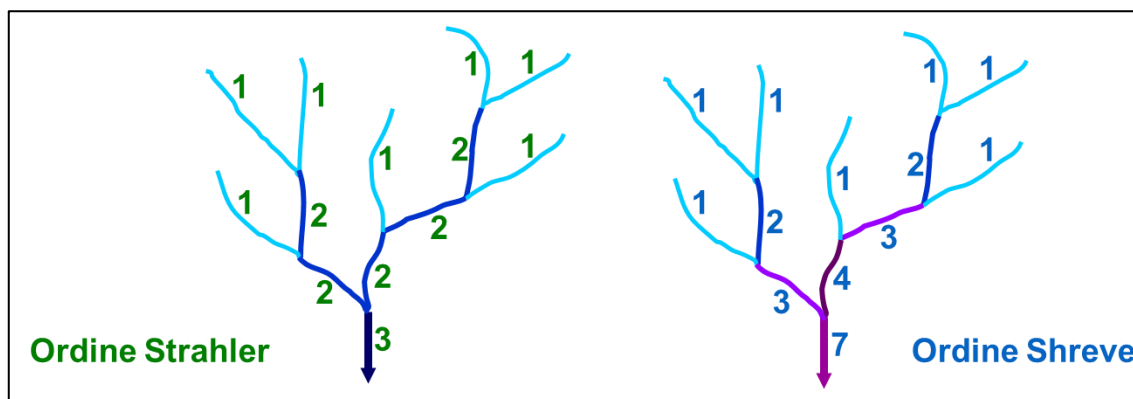
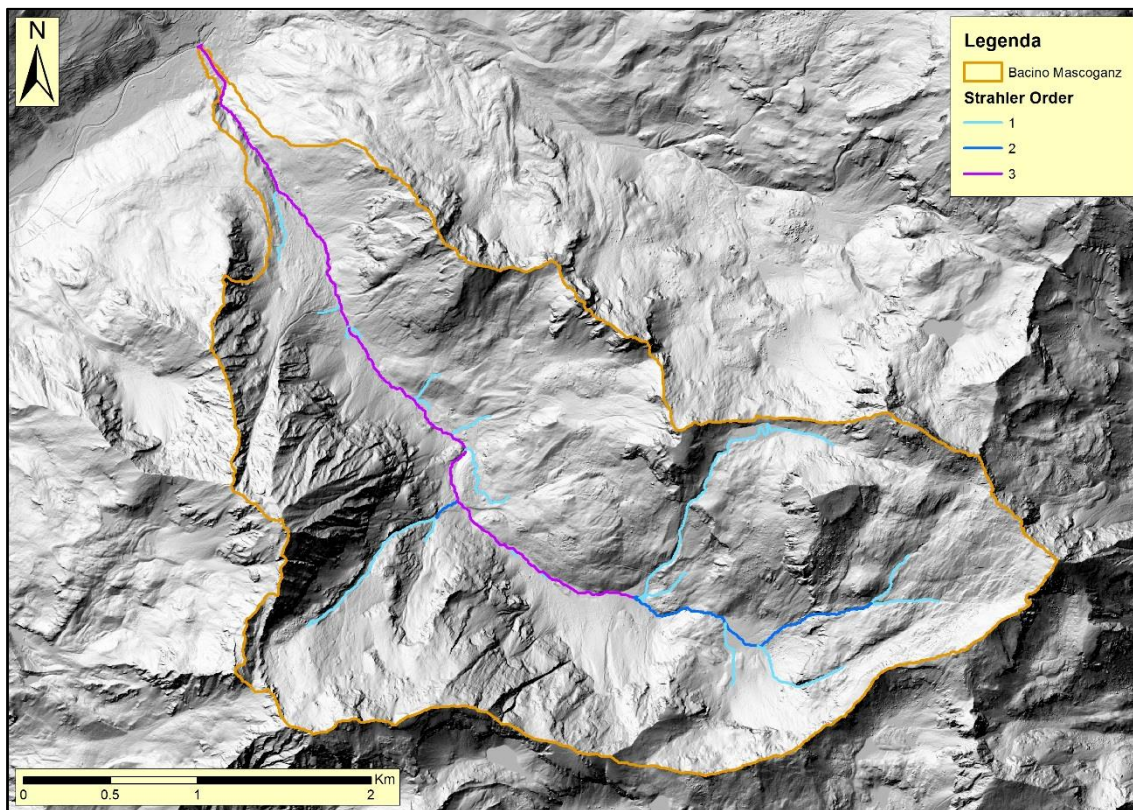
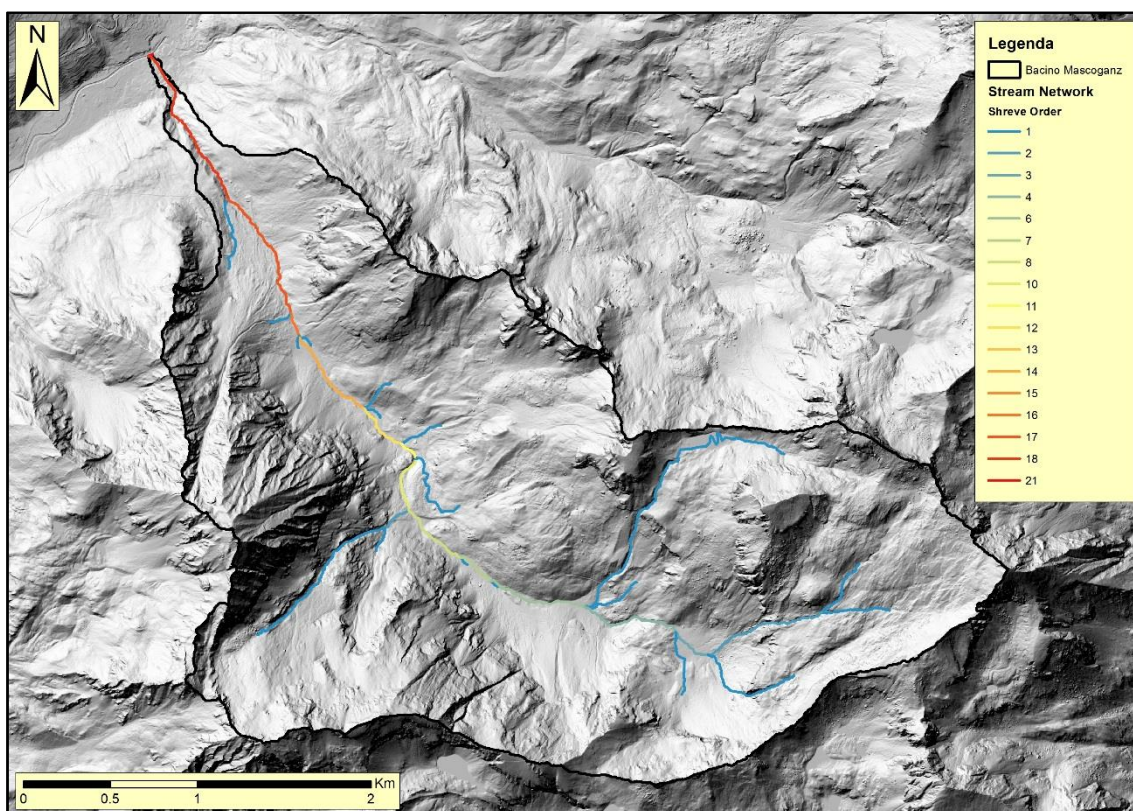


Figura 116 - Ordinamento gerarchico del reticolo idrografico

In Figura 117 e in Figura 118 sono riportate le mappe degli ordinamenti gerarchici calcolati sul reticolo idrografico sintetico del bacino di Mascognaz.

*Figura 117 - Ordinamento di Strahler**Figura 118 - Ordinamento di Shreve*

10.4 CURVA IPSOMETRICA

L'andamento altimetrico di un bacino è descritto dalla curva ipsometrica che definisce la relazione tra estensione del bacino e l'altitudine. (Scheidegger, 1987)

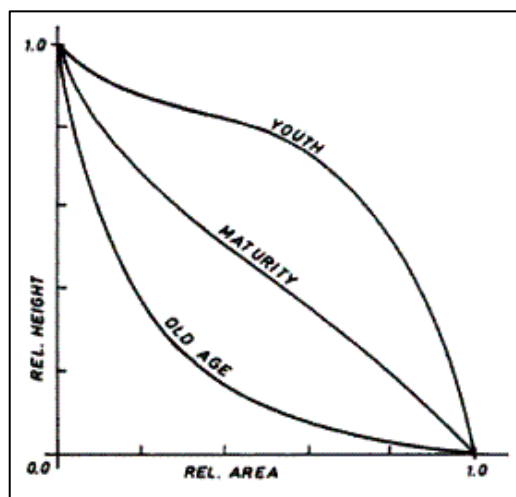


Figura 119 - Curva ipsometrica di un bacino idrografico

La rappresentazione ipsometrica di un bacino idrografico consente, pertanto, di stimare lo stadio di evoluzione volumetrica raggiunto dal bacino in relazione a quello primigenio, che ha lo stesso sviluppo areale e il medesimo dislivello.

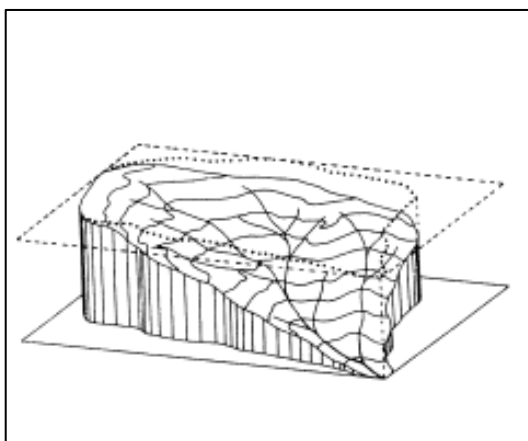


Figura 120 - Rappresentazione schematica dello stadio evolutivo di un unità idrografica (Rossetti, 1985)

Questa stima si ottiene calcolando l'integrale della curva ipsometrica, denominato integrale ipsometrico, il cui valore costituisce una valutazione del volume del bacino attualmente presente rispetto a quello teoricamente supposto originario. Valori dell'integrale ipsometrico superiori a 0.6 sarebbero caratteristici dello stadio giovanile, mentre i valori minori di 0.4 sono tipici dello stadio senile (Rossetti, 1985).

Il bacino di Mascognaz presenta una curva ipsografica indicante un bacino relativamente giovane.

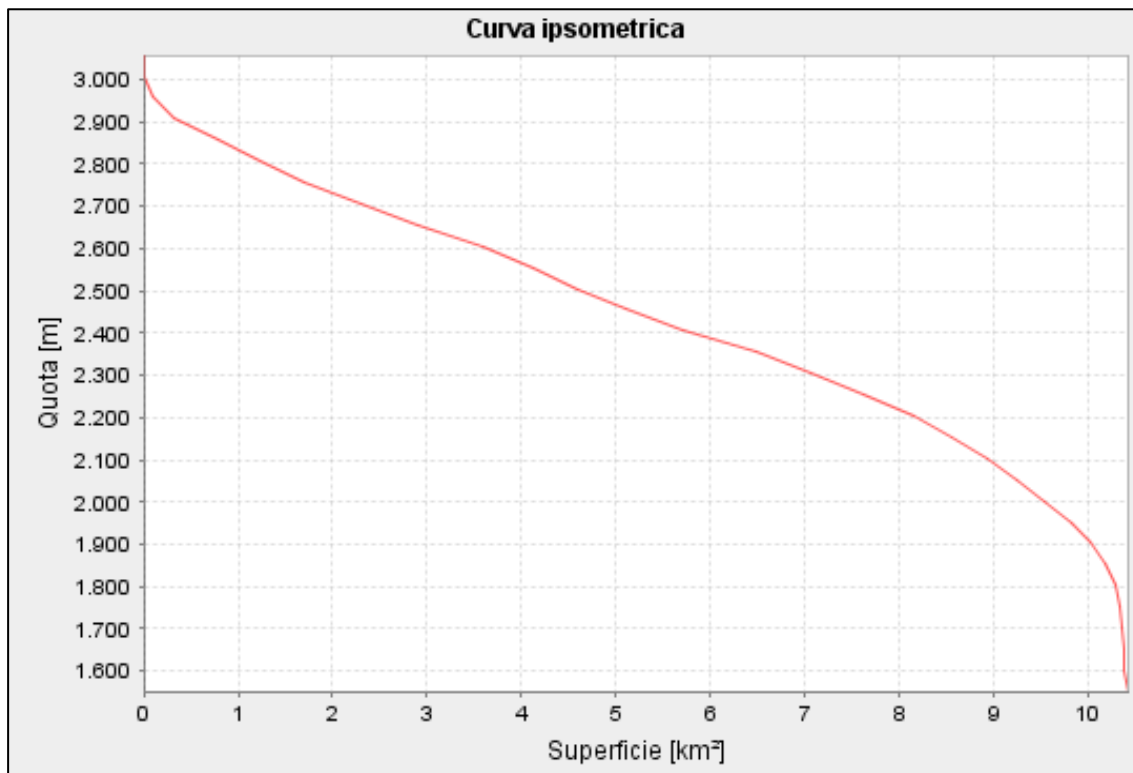


Figura 121 - Curva Ipsometrica del bacino di Mascognaz

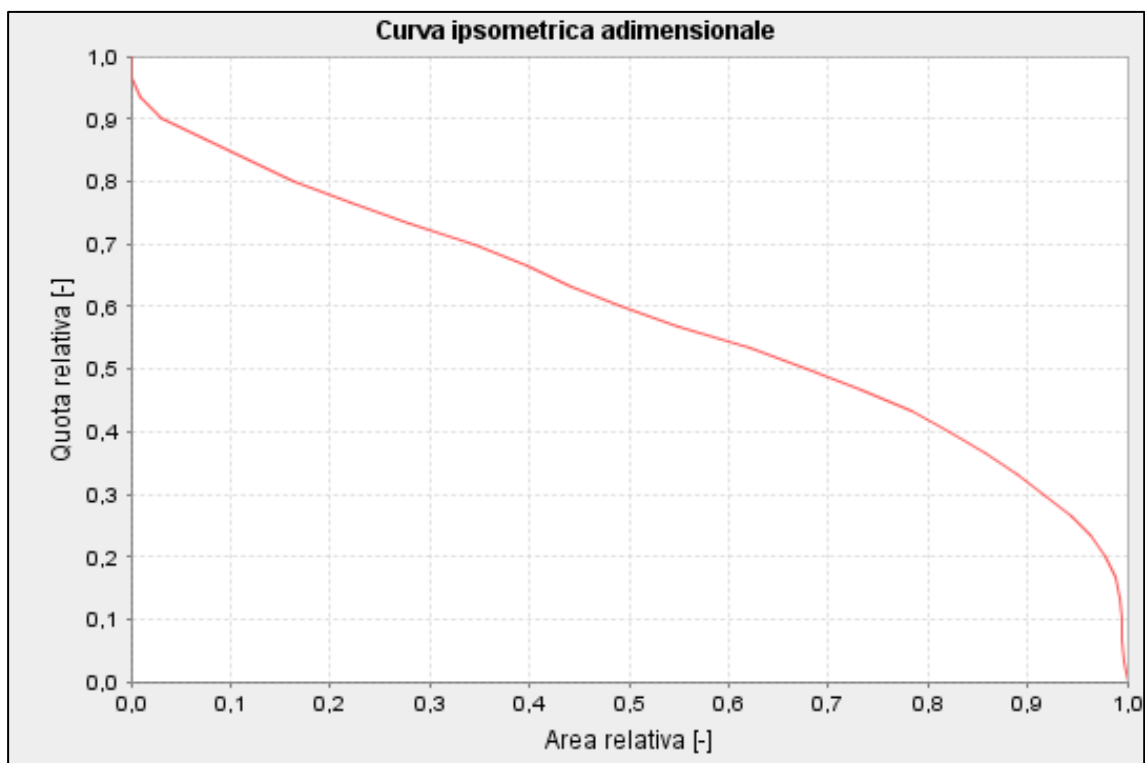


Figura 122 - Curva Ipsometrica Adimensionale del bacino di Mascognaz

11. STUDIO DI DETTAGLIO DELL'AREA DI PIANA

11.1 AREA DI STUDIO

Vista la presenza della stazione meteorologica sperimentale, ubicata nell'area di piana del bacino di Mascognaz, in una zona sempre raggiungibile in sicurezza anche in periodo invernale, si è deciso di effettuare uno studio di dettaglio distribuito sull'area di piana al fine di ottenere un modello digitale ad alta risoluzione del manto nivale.

A tal proposito è stato utilizzato un laser scanner terrestre, concesso dallo Spinoff del Politecnico di Torino, ISE-net S.r.l. Nei capitoli seguenti si riporta la descrizione dello strumento e dello studio condotto.

11.2 IL LASER SCANNER TERRESTRE

I sensori Laser Scanner Terrestri commerciali (Figura 123) sono strumenti che consentono il rilevamento di oggetti a scale e risoluzioni differenti in modo da generare modelli tridimensionali geometricamente corretti e georiferiti.



Figura 123 - Laser Scanner Terrestri commerciali

I laser scanner oggi presenti sul mercato possono essere classificati in due grandi famiglie:

1. Scanner a misura diretta della distanza (*ranging scanners*): la posizione dell'emittente laser e del ricevitore coincidono;
2. Scanner a triangolazione (*triangulation scanners*): emettitore e triangolatore sono separati da una distanza nota a priori (base line), sulla quale si basa il principio della triangolazione.

Gli scanner a misura diretta della distanza si suddividono in due categorie in base al loro principio di funzionamento:

- a) Strumenti che prevedono la misura dei tempi trascorsi tra due impulsi o tra due treni d'onda, tale misura prende il nome di TOF (*time of flight*). Questo è il principio di funzionamento maggiormente utilizzato poiché, è lo stesso utilizzato dalle stazioni totali topografiche, il quale consente di coprire grandi distanze;
- b) Strumenti che prevedono la misura dello sfasamento tra l'onda emessa e quella ricevuta. Questo sistema, utilizzando particolari algoritmi di elaborazione del segnale, può permettere di ottenere risultati di elevata accuratezza. Però, la necessità di risolvere eventuali ambiguità di fase generalmente limita la portata in distanza di tali strumenti.

La misura di tempo o la differenza di fase vengono poi convertite in misure di distanza tra il punto di emissione del segnale laser (punto di scansione) e gli oggetti colpiti dal raggio laser (target). Pertanto, a seconda dello strumento utilizzato si ottengono precisioni e distanze massime misurabili (portata) differenti.

Gli strumenti laser scanner oggi sul mercato utilizzano in genere distanziometri laser che misurano il tempo di volo del segnale, ovvero distanziometri ad impulsi. La precisione ottenibile con uno strumento a tempo di volo che utilizza un laser di classe 1 è al massimo di $4 \div 6\text{mm}$ a circa 100m, valore che decresce in modo non significativo all'aumentare della distanza. La distanza massima misurabile oggi è di circa $800 \div 6000\text{m}$ nel caso dei distanziometri ad impulsi che non necessitano di prisma riflettente. Questa distanza cresce notevolmente se si utilizzano prismi riflettenti. Questa situazione però non si verifica mai nel caso dei sensori laser scanner in quanto questi sono concepiti per una digitalizzazione di oggetti e non per la misurazione delle coordinate di un solo punto ben materializzato (ad esempio da un prisma).

I laser scanner possono anche essere classificati a seconda di altre caratteristiche quale ad esempio il posizionamento del sensore laser. Pertanto, possono essere distinti due tipi di laser differenti:

- Laser statici;
- Laser mobili.

Gli strumenti statici sono quelli generalmente impiegati nelle linee di controllo meccanico, per il monitoraggio di movimenti e deformazioni o per il rilevamento di alta precisione. In genere hanno una posizione fissa nel tempo e acquisiscono sempre una stessa scena. I laser scanner mobili, o trasportabili, sono quelli più utilizzati nel campo del rilevamento topografico. Si tratta di strumenti di dimensioni ridotte che sono posizionati su treppiedi e permettono di inquadrare la zona desiderata.

La meccanica di cui sono dotati i laser scanner permette di materializzare una direzione di acquisizione, mentre, il distanziometro laser acquisisce solamente una distanza lungo la direzione stessa. Il risultato dell'acquisizione mediante laser scanner è un insieme di punti sparsi nello spazio in modo più o meno regolare che comunemente viene chiamata nuvola di punti. La densità di punti rilevati è legata alla distanza dell'area di interesse, infatti, in funzione della risoluzione necessaria (o densità della nuvola di punti) si impostano i passi di scansione verticale ed orizzontale dello strumento, che possono essere anche inferiori al centesimo di grado.

Inoltre, non bisogna dimenticare che la portata di un laser è funzione del tipo di materiale colpito dal raggio e, in particolar modo, dalla riflettività del materiale alla lunghezza d'onda del laser. Maggiore è infatti la riflettività, maggiore sarà la portata ottenibile, mentre minore è la riflettività (e quindi maggiore la parte di energia assorbita), minore sarà la portata. La componente principale, sulla quale si basano le misurazioni radiometriche, è la riflettanza perché, alle lunghezze d'onda sulle quali si è soliti operare, diventa la grandezza più significativa.

I laser scanner oggi presenti sul mercato sono molti ed ognuno di essi presenta caratteristiche differenti nel principio di acquisizione, nella precisione ottenibile, nella portata e nella velocità di acquisizione. Infatti, esistono numerosi altri aspetti che devono essere considerati per stabilire la qualità di uno strumento laser scanner per il rilevamento di un particolare oggetto. In particolare bisogna considerare:

- Velocità di acquisizione;
- Risoluzione di scansione e divergenza del raggio laser;
- Portata nominale ed effettiva;
- Campo di misura;
- Acquisizione dell'intensità di segnale riflesso ricevuto (riflettività);
- Riconoscimento automatico di segnali;

- Acquisizione RGB (interna o attraverso apparecchi esterni);
- Autonomia operativa dello strumento;
- Maneggevolezza;
- Facilità d'uso e presenza di software di acquisizione e di gestione dei dati.

In merito all'elenco sovrastante si ritiene utile spendere alcune parole per approfondire il concetto di divergenza del raggio laser, che risulta essere il meno intuitivo tra i concetti anzi elencati. A tal fine è utile ricordare che il raggio laser può essere definito come una radiazione luminosa, concentrata e monocromatica formata da onde parallele in fase tra loro. Nella realtà dei fatti però la condizione di direzionalità è difficilmente raggiungibile. I fasci che compongono un'emissione laser infatti sono “praticamente” paralleli, ovvero sono affetti da una leggera divergenza che, entro distanze ridotte, è assolutamente irrisoria e quindi praticamente inesistente. Il fenomeno della divergenza del raggio laser è legato alle dimensioni limitate della cavità nella quale si produce il raggio laser così come al fenomeno di diffrazione imposto dalla finestra d'uscita del fascio. La divergenza del raggio fa in modo che la zona reale di impatto sia invece un'area (in genere abbastanza piccola). Nel rilevamento laser scanner la determinazione della posizione dei punti acquisiti è come noto effettuata utilizzando un raggio laser. Se il punto colpito dal raggio non è puntiforme ma areale, la misura di posizione effettuata è funzione dell'area di impatto. Questo fenomeno si traduce in un lieve disturbo nella determinazione della posizione del punto acquisito ed è funzione della grandezza dell'area di impatto del laser e della geometria della superficie colpita. In generale è possibile affermare che meno elevato è il valore di divergenza del raggio più risulta precisa la misura della posizione del punto considerato.

11.3 IL MODELLO RIEGL VZ 4000

Il modello di laser scanner terrestre utilizzato per eseguire i rilievi nel vallone di Mascognaz è un Riegl VZ-4000 (Figura 124), prodotto dalla Riegl Laser Instrument Systems, basato sulla metodologia a tempo di volo, gentilmente concesso da ISE-Net S.r.l, Spin-Off del Politecnico di Torino.



Figura 124 - Utilizzo in campo del TLS Riegl VZ 4000

Nello specifico, questo modello di laser scanner è particolarmente idoneo per applicazioni ambientali in quanto possiede sia una grande portata strumentale (4 km), che permette di ottimizzare il n° di posizioni di scansione necessarie al fine di ottenere un ricoprimento completo dell'oggetto, sia un laser di classe 1 (non dannoso per la vista di persone ed animali).

Le principali caratteristiche tecniche della strumentazione impiegata sono le seguenti:

- Distanza di misura: circa 4000 m, in funzione delle caratteristiche di riflettività dell'oggetto;
- Ricevitore GPS a singola frequenza (classe 1) integrato;
- Camera RGB 5MP integrata;
- Area di ripresa: $\pm 30^\circ$ verticale e 360° orizzontale;
- Accuratezza: 15 mm;
- Precisione: 10 mm;
- Passo di scansione verticale minimo: 0.002° ;

- Passo di scansione orizzontale minimo: 0.002° ;
- Laser di classe 1;
- Velocità di scansione: fino a 147.000 punti/secondo (200Khz);
- Divergenza del raggio: 0,15 mrad.
- Lunghezza d'onda: 1550 nm (near infrared)

Il software di acquisizione ed elaborazione della nuvola di punti utilizzato nel presente lavoro è RISCANPRO, prodotto anch'esso da RIEGL.

L'utilizzo di un laser scanner dotato di una così alta portata strumentale rende fondamentale l'uso di strumentazione idonea per georiferire correttamente i rilievi. Infatti, il GPS di cui è dotato lo strumento non consente di ottenere accuratissime elevate in fase di georeferenziazione. Pertanto, è necessario utilizzare dei prismi riflettori o materializzare dei punti noti in numero ≥ 3 , posti a circa 20 metri di distanza dal punto di scansione e battere la loro posizione utilizzando antenne GPS apposite (Figura 125).



Figura 125 - Prisma riflettore per laser scanner misurato con GNSS a doppia frequenza

Il GPS utilizzato è il dispositivo Leica Viva GS10 con palmare GS25 dotati di tecnologia GNSS a doppia frequenza che integra l'RTK (Figura 125).



Figura 126 - GPS Leica

Infine, è bene acquisire la posizione di alcuni punti noti (Figura 127) nelle vicinanze dell'oggetto del rilievo così da poter aumentare il numero di punti noti e di conseguenza aumentare l'accuratezza delle procedure di georeferenziazione dello stesso.



Figura 127 - Punti noti "battutti" con GNSS a doppia frequenza

11.4 VANTAGGI DE RILIEVI TLS

L'utilizzo di un laser scanner terrestre in campo ha permesso di ottenere dei modelli digitali ad alta risoluzione, acquisiti in tempi diversi, in modo da poter confrontare i risultati ottenuti.

In particolare si è voluto testare questo strumento per acquisire diversi modelli digitali ad alta risoluzione del manto nivale, nell'area di piana del vallone di Mascognaz, dove è installata la stazione meteorologica sperimentale, così da poter analizzare l'evoluzione del manto nevoso.

La variabilità spazio-temporale della copertura nevosa in ambiente montano può influire in maniera determinante sul pericolo valanghe, sul contenuto d'acqua in termini di Snow Water Equivalent (SWE), sull'evoluzione del permafrost e sulla distribuzione di flora e fauna (Grunewald, et al., 2010). La conoscenza della distribuzione spaziale della neve è, inoltre, necessaria per validare valutazioni di altezza nivale derivate dallo strato nevoso (Jorg, et al., 2006) (Prokop, et al., 2008). Tuttavia, l'inaccessibilità del territorio alpino e l'altro rischio legato alle valanghe rende particolarmente complicate le misure locali di altezza neve, pertanto la possibilità di utilizzare un laser scanner terrestre agevola di gran lunga questo tipo di analisi in territorio montano (Prokop, 2008) (Teufelsbauer, 2009).

11.5 DENSE DIGITAL ELEVATION MODEL ANALYSIS

Lo studio condotto nell'area di piana del vallone di Mascognaz ha previsto una fase iniziale per l'acquisizione e la restituzione di un modello digitale denso del terreno, avente una risoluzione di 25cm.

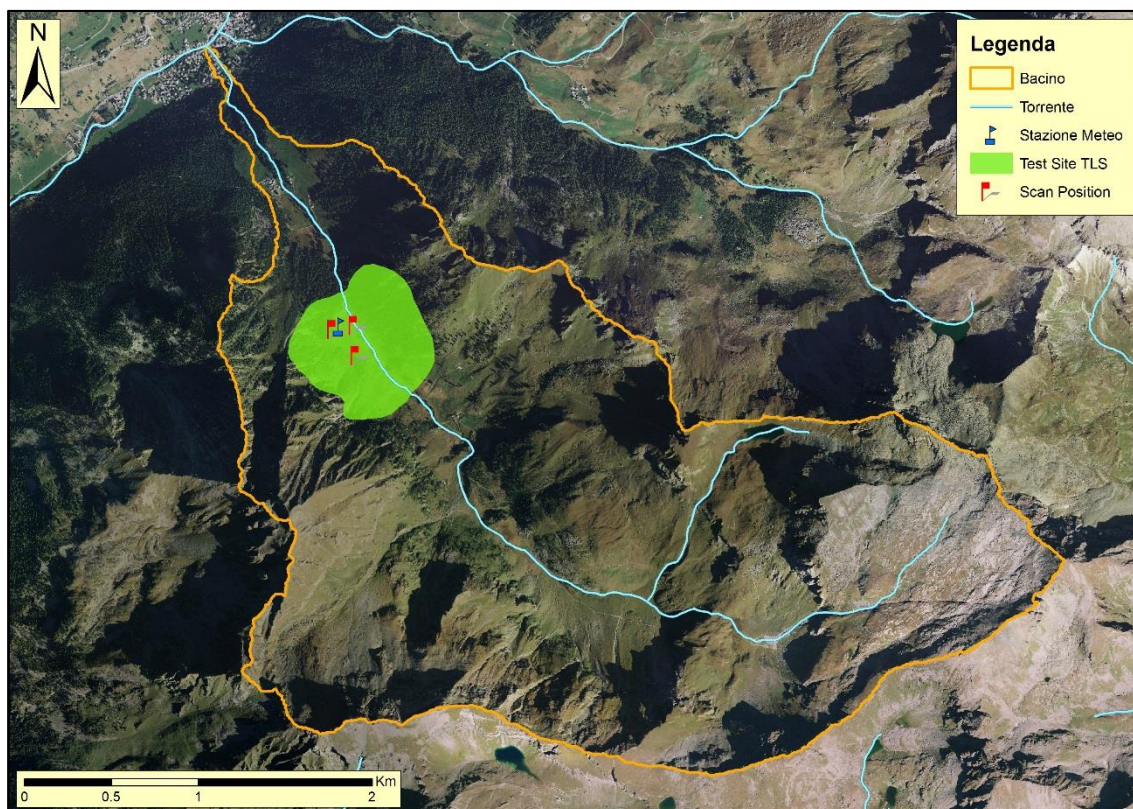


Figura 128 - Test site Terrestrial Laser Scanner

Il modello è stato realizzato a partire dalla nuvola di punti grezza acquisita con il TLS, con 3 Scan Position, nell'estate 2013, sulla quale sono stati eseguiti una serie di filtri in modo tale da generare una via di mezzo tra DTM e DSM, nello specifico, volendo analizzare poi nelle fasi successive l'altezza di neve effettiva, si è deciso di generare un DSM che rispecchiasse il più possibile le condizioni autunnali prima dell'inverno. Pertanto si è proceduto ad un filtraggio "parziale" sull' aree di piana in modo da rimuovere la vegetazione stagionale (erba, arbusti, ecc.), mentre sono stati mantenuti gli alberi perenni (conifere) e i ruderi presenti nell'area.

Il risultato ottenuto è riportato in Figura 129:

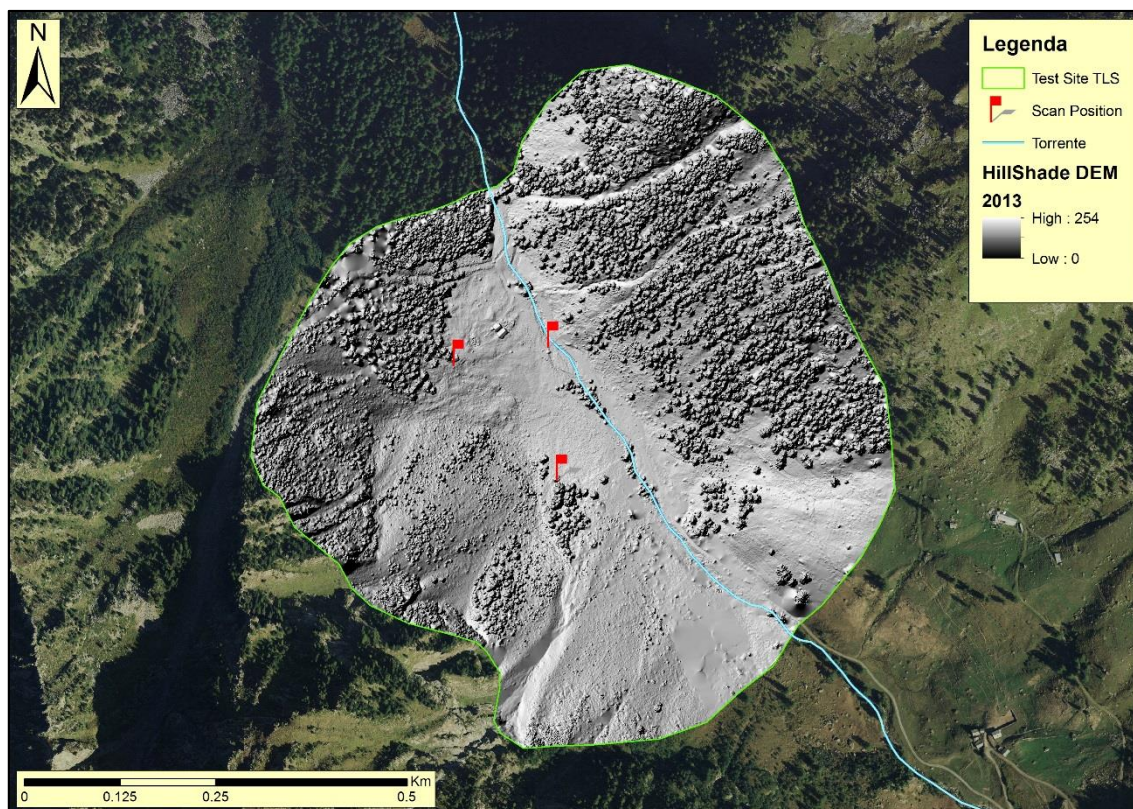


Figura 129 - DEM area piana TLS (25cm x 25cm)

Conseguentemente al modello digitale superficiale ottenuto, si è proceduto ad acquisire diversi modelli digitali nivali in periodo invernale-primaverile al fine di perseguire diversi scopi:

- Valutare l'altezza nivale effettiva sull'area di piana in modo da poter spazializzare i dati acquisiti in continuo dalla stazione meteorologica e i dati di densità misurati puntualmente;
- Analizzare l'evoluzione della copertura nevosa in termini di accumuli nevosi e movimentazione di massa;
- Quantificare la potenziale ricarica attiva derivante dalla fusione nivale;
- Valutare una possibile correlazione tra riflettanza del segnale laser e densità della neve (superficiale e negli strati).

A tal proposito negli inverni del 2014 e del 2015 sono stati eseguiti due rilievi stagionali, il primo nei mesi di Febbraio-Marzo, il secondo nel mese di Aprile, in modo tale da avere una situazione di neve invernale ed un'altra di neve primaverile da confrontare. Tutti i rilievi eseguiti hanno prodotto un modello digitale della copertura nevosa con risoluzione di 25cm x 25cm, in modo tale da poterli confrontare con il modello di base precedentemente generato.

Nelle mappe seguenti viene riportato l'esempio dei modelli realizzati nel 2014 e nel 2015.

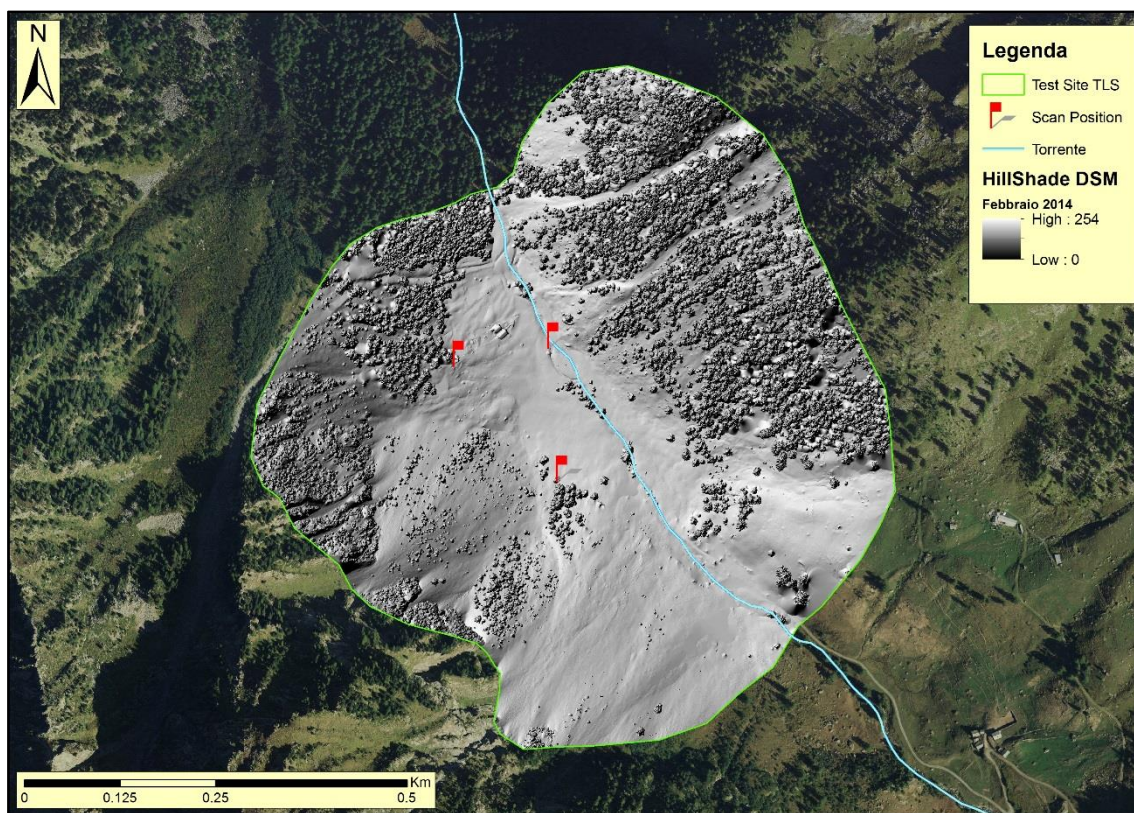


Figura 130 - Modello Digitale della copertura nevosa (Febbraio 2014)

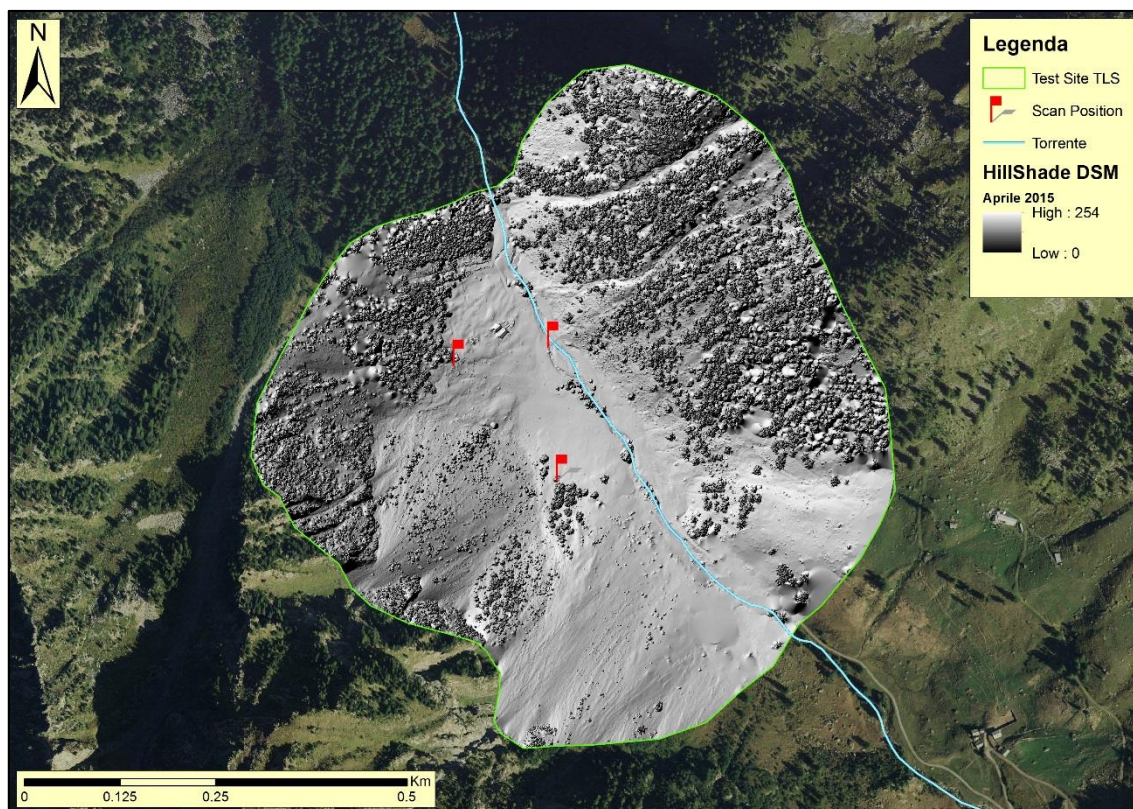


Figura 131 - Modello Digitale della copertura nevosa (Giugno 2014)

Il confronto fra i DEM generati ha fornito una base solida per l'analisi degli accumuli nivali, questo fattore permette, conseguentemente, di quantificare le aree di maggior deposito e quindi di maggior ricarica idrica, ma anche le aree potenzialmente interessate dal pericolo valanghe.

La mappa rappresentata in Figura 132 risalta gli accumuli stimati in primavera 2014, da questa si evince come il canale posto a sud ovest dell'area di piana è soggetto a forte accumulo invernale e pertanto presenta una potenziale sorgente di valanghe primaverili.

Questa valutazione è stata, inoltre, validata da fenomeni reali riscontrati sul campo (Figura 133).

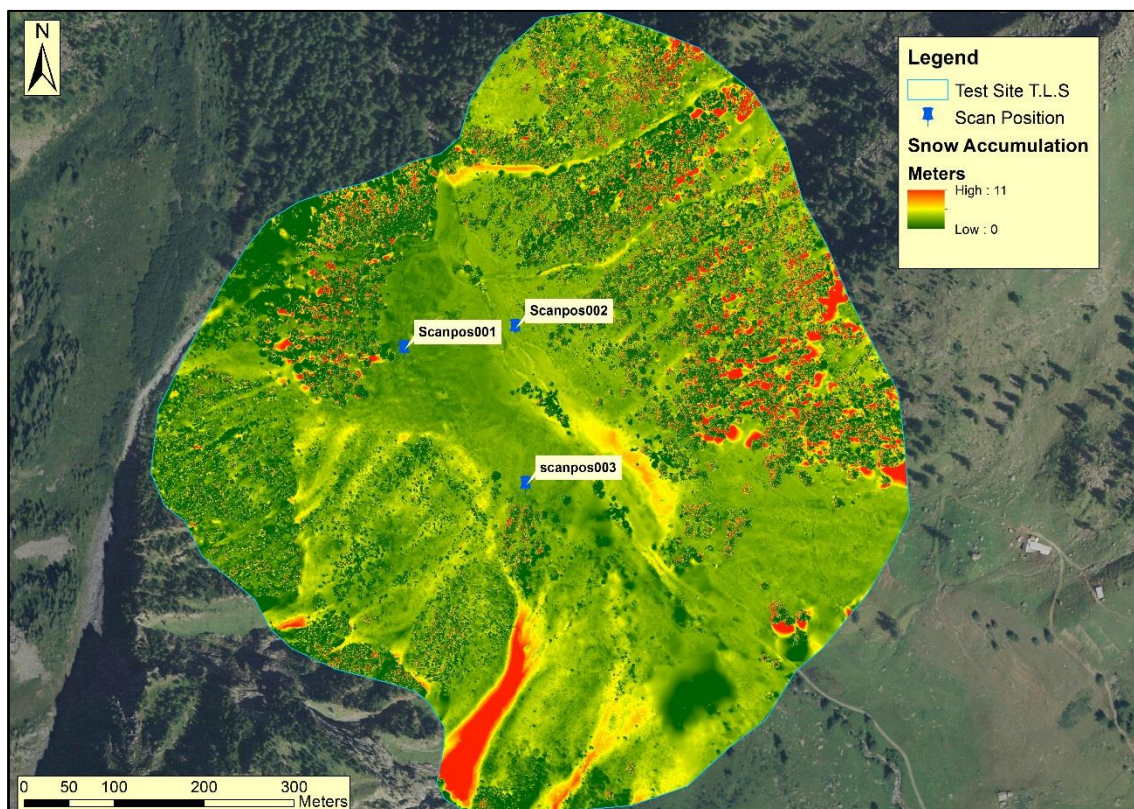


Figura 132 - Accumuli nivali (Aprile 2104)

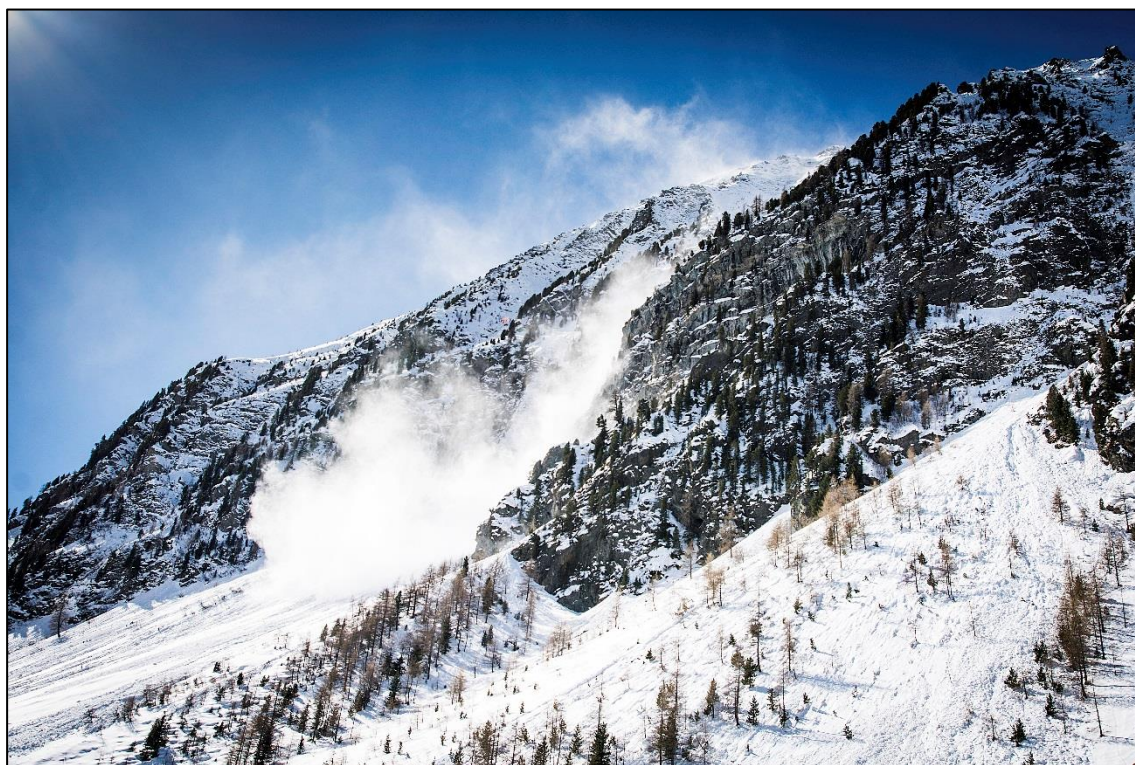


Figura 133 - Evento valanghivo che interessa il canale di studio

Parallelamente all'acquisizione laser scanner sono state condotte delle misure puntuali di altezza neve con un GNSS a doppia frequenza (Leica) in modo tale da calibrare e validare i modelli digitali ottenuti.

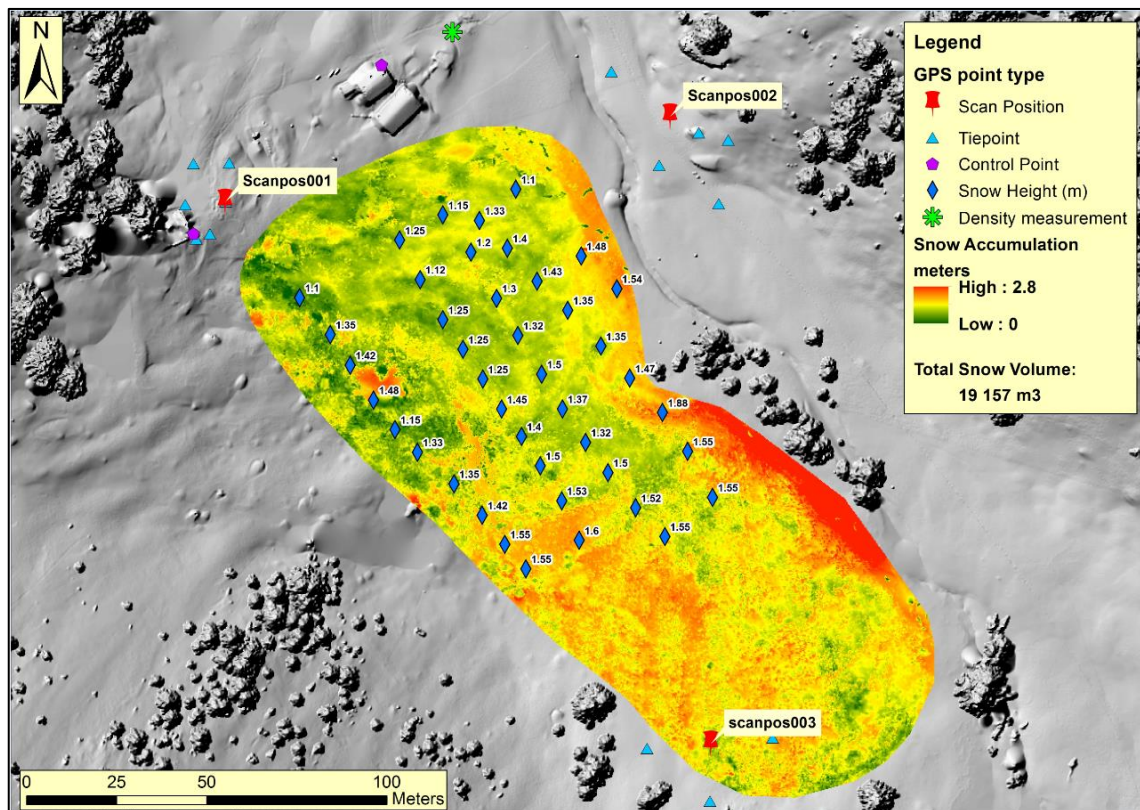


Figura 134 - Esempio di punti manuali misurati e accuratezza ottenuta

I modelli digitali nivali realizzati verranno utilizzati per testare alcuni tool particolari, utilizzati in GIS per l'analisi del movimento di massa nevosa. (cap. 0)

11.6 UNMANNED AERIAL VEHICLES (UAV)

L'arrivo di tecnologia Unmanned Aerial Vehicles (UAV) o droni ha permesso un avanzamento notevole nel campo della ricerca applicata degli ultimi anni.

Grazie ad una collaborazione con ARPA Valle d'Aosta, dotata di un drone ad ala fissa della SenseFly, modello Swinglet CAM (Figura 135), è stato eseguito un rilievo invernale sulla piana di Mascognaz al fine di restituire una ortofoto ad alta definizione combinata al DEM realizzato con il laser scanner terrestre.



Figura 135 - Drone ad ala fissa Swinglet CAM (SenseFly)

Il piano di volo è stato pianificato (Figura 136) in modo da avere un sufficiente ricoprimento delle immagini (80%) per il post processamento. Il software di controllo permette la visione in tempo reale del volo del drone (Figura 137).

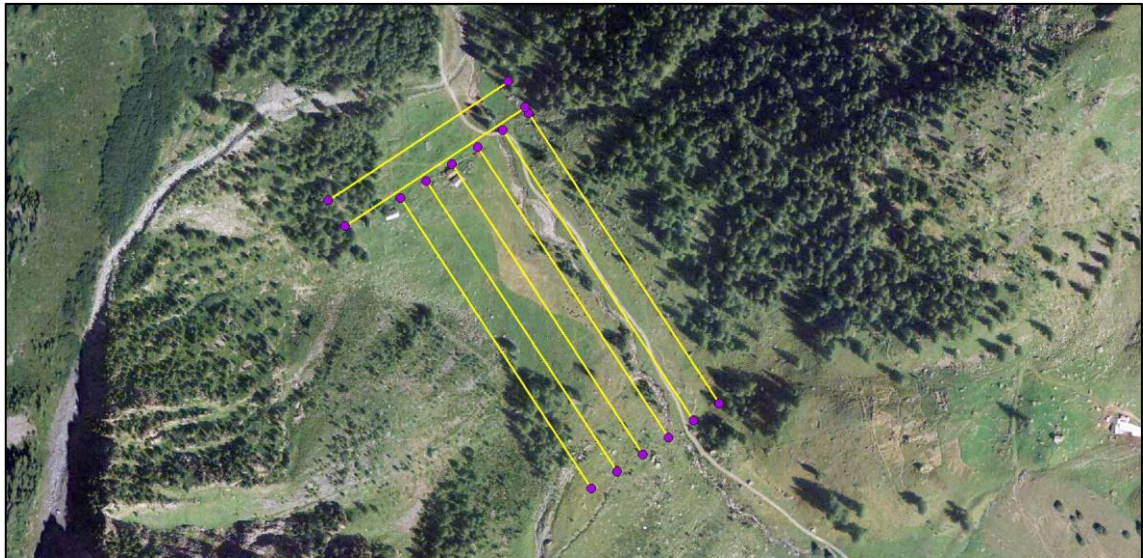


Figura 136 - Piano di volo

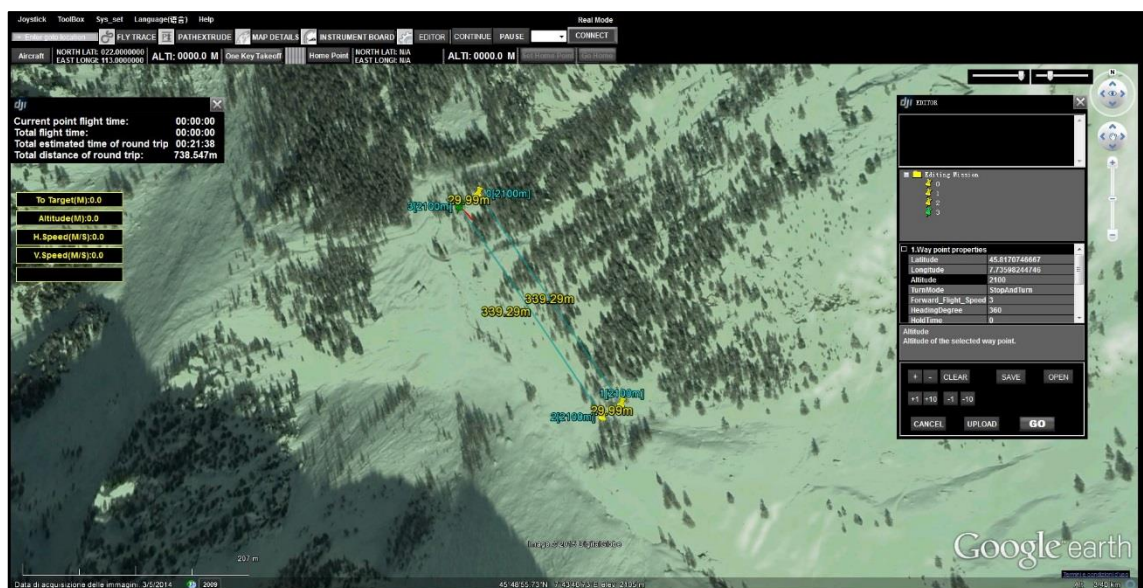


Figura 137 – Controllo del drone in tempo reale

Dal risultato ottenuto (Figura 138) si evince come la riflettanza della neve comporti delle difficoltà nell'individuare dei punti omologhi a terra per permettere la ricostruzione dell'ortofoto. Le ombre generano infatti dei "buchi" nel risultato finale.

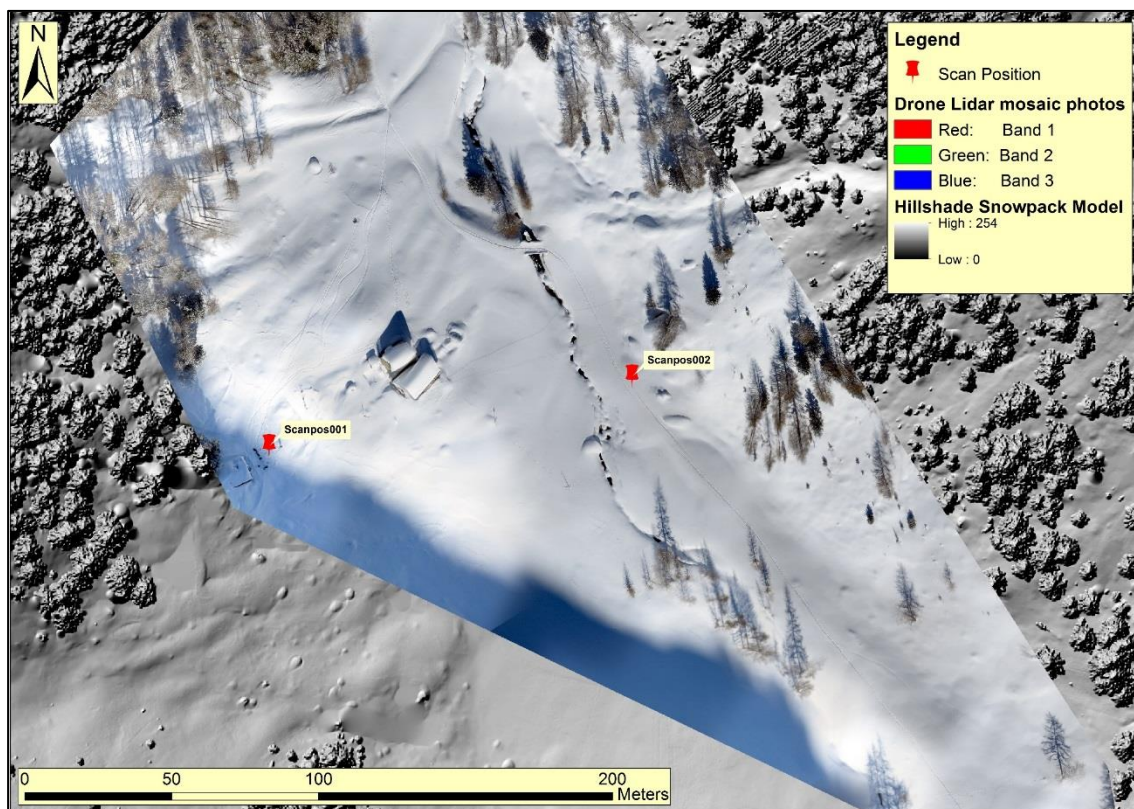


Figura 138 - Ortofoto da drone (risoluzione 12,5 cm)

12. ANALISI METEO-CLIMATICA

12.1 INTEGRAZIONE DI DATI METEO E GIS

Parte di questo studio è stata dedicata all'analisi meteo-climatica del vallone. L'analisi è stata effettuata con metodologie GIS, indirette e spaziali, che vanno ad integrare l'analisi diretta e puntuale derivante dai dati acquisiti in continuo provenienti dalla stazione meteorologica sperimentale.

12.2 CARATTERIZZAZIONE ENERGETICA

Gli applicativi GIS open source (es. AdbToolbox) e commerciali (es. ArcGIS) consentono di utilizzare alcuni tool preesistenti o concatenarli al fine di caratterizzare da un punto di vista energetico un'area di studio a partire dal modello digitale del terreno di base. Di seguito verranno descritti alcuni strumenti di analisi utilizzati per caratterizzare l'area di studio del bacino di Mascognaz.

12.2.1 ANALISI DI VISIBILITÀ

12.2.1.1 AREA DI VISIBILITÀ (*VIEWSHED*)

Il tool dello spatial Analyst di ArcGIS Viewshed permette di identificare tutte le celle di un raster che possono essere “viste” da un determinato punto di osservazione.

Questo tipo di analisi è stata applicata alla stazione meteorologica e alle scanposition con un duplice obiettivo di studio:

- Nel primo caso (Figura 139) si vuole identificare le aree osservabili dalla stazione meteo sperimentali come supporto alla spazializzazione del dato puntuale.
- Nel secondo caso (Figura 140) si vuole identificare le aree “scansionabili” con il laser scanner terrestre dalle scanposition scelte in fase di pianificazione.

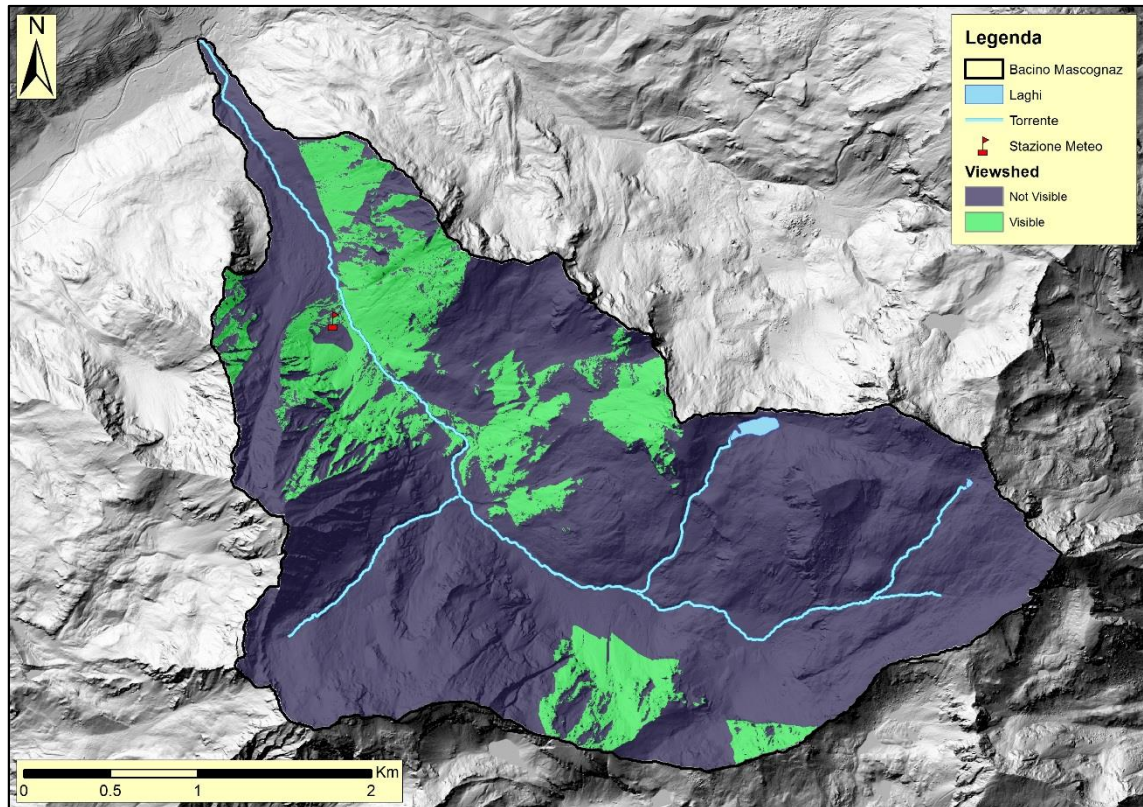


Figura 139 - Area di visibilità dalla stazione meteo

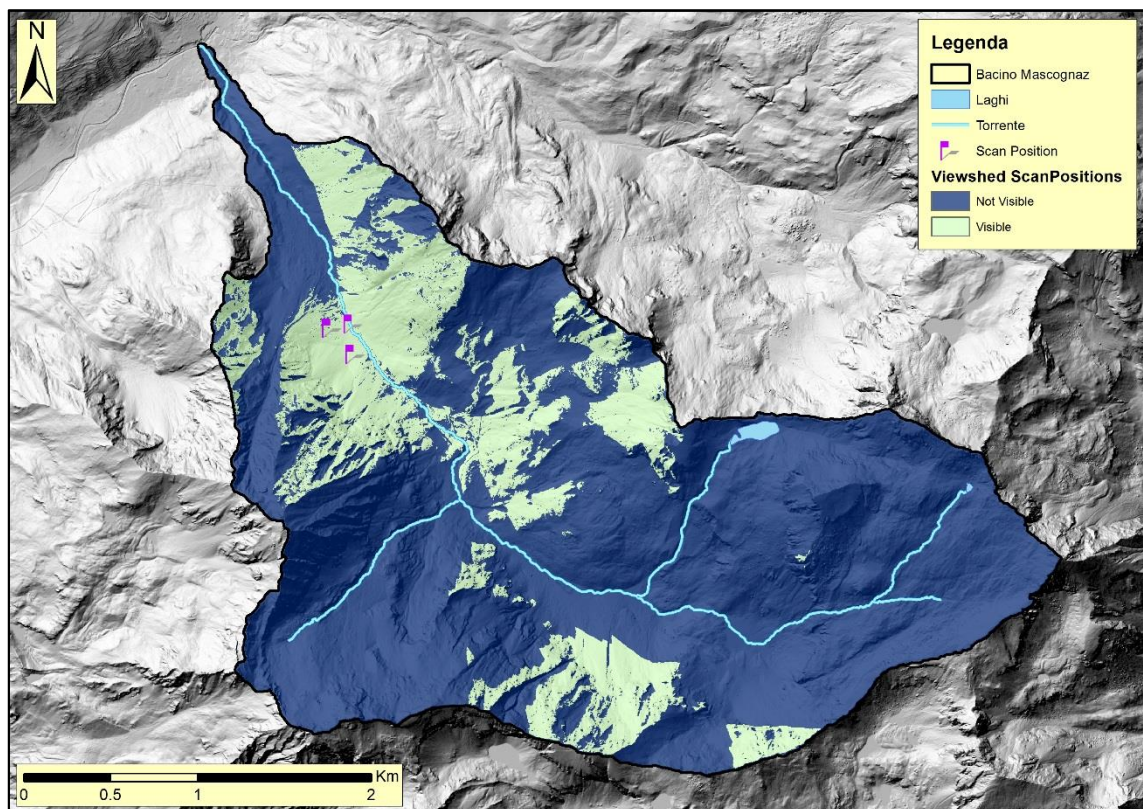


Figura 140 - Area scansionabile dal TLS dalle 3 ScanPositions

12.2.1.2 SKY VIEW FACTOR

Lo “Sky View Factor (SVF)” è definibile come la frazione di cielo visibile da ciascun sito. Esso viene calcolato dallo strumento, su base raster, come media dei 24 valori orari ricavati dalla relazione proposta da Dubayah. (Dubayah, et al., 1990):

$$svf(h) = \cos(sl) \cdot \sin^2(o(\omega h)) + \sin(sl) \cdot \cos(\omega h - asp) \cdot [(o(\omega h)) - \sin(o(\omega h)) \cdot \cos(o(\omega h))]$$

Dove:

- $svf(h)$ è “Sky View Factor” variabile tra 0 (Not visible) e ± 1 (Visible)
- sl è la pendenza [°]
- $o(\omega h)$ è l’angolo tra l’orizzonte apparente in direzione ωh e la verticale
- asp è l’esposizione

La visibilità viene calcolata per ogni cella del raster così come riportato in Figura 141.

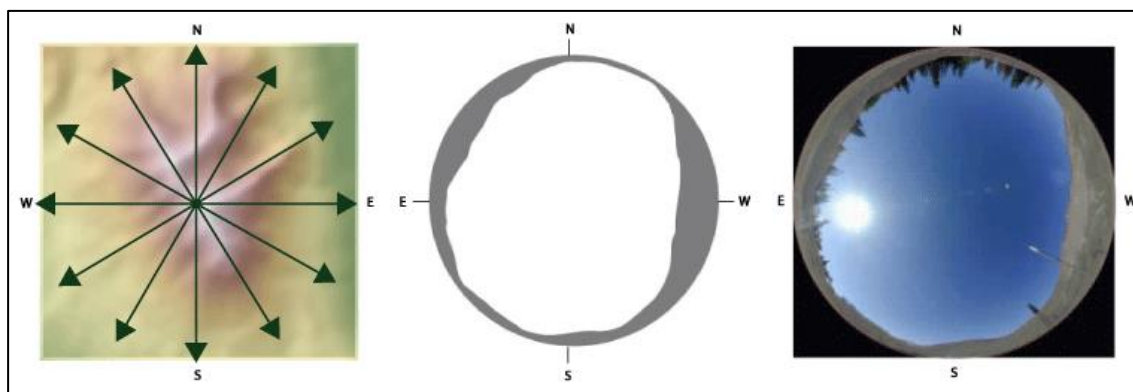


Figura 141 - Principio di calcolo dello Sky View Factor

Per lo studio in oggetto è stato determinato lo Sky View Factor per il punto di ubicazione della stazione meteorologica, così da valutare la porzione di cielo visibile da quel punto (Figura 142).

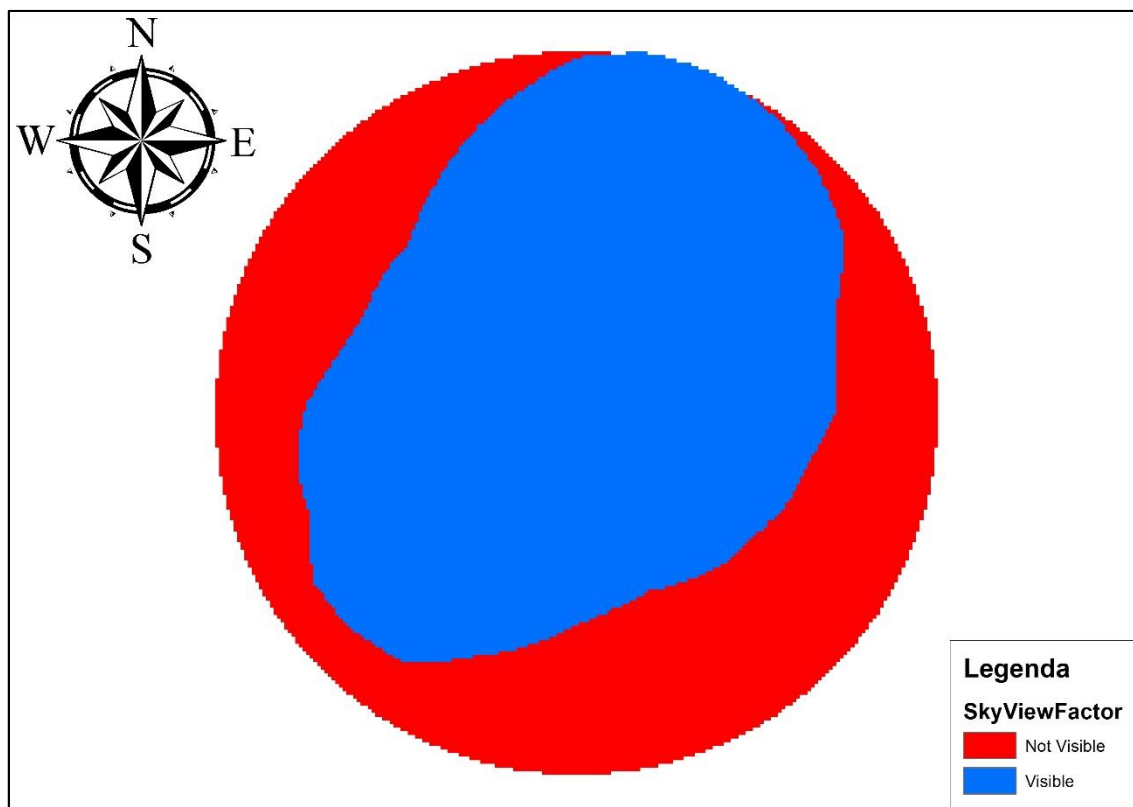


Figura 142 - Sky View Factor dalla stazione meteo d Mascognaz

12.2.2 RADIAZIONE SOLARE GLOBALE (AREA SOLAR RADIATION)

La radiazione solare ha origine dal sole, viaggia attraverso l'atmosfera e viene modificata dalla topografia e la superficie terrestre. Si suddivide in componente diretta, diffusa (scattering atmosferico) e riflessa dalla superficie terrestre (Figura 143).

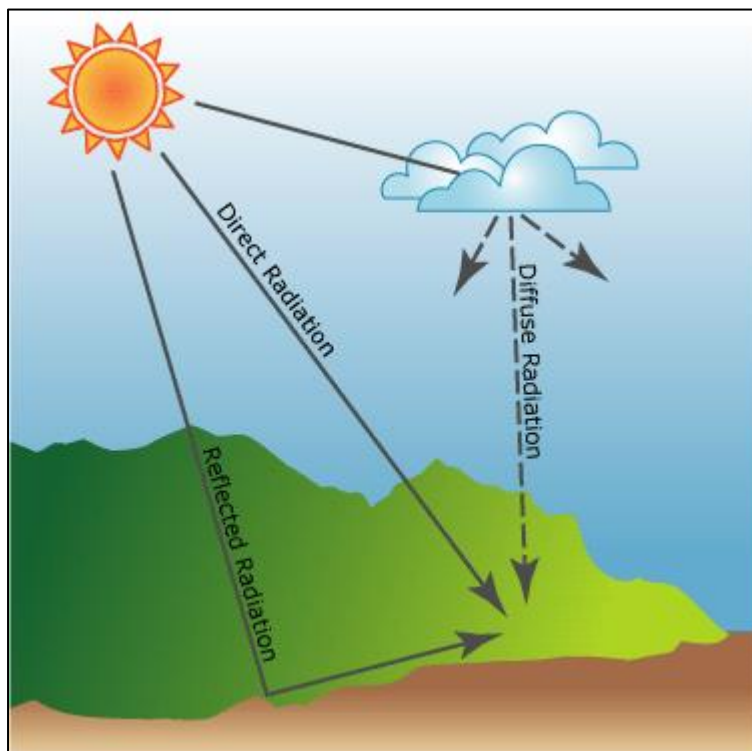


Figura 143 - Radiazione solare diretta, diffusa e riflessa (esri.com)

La somma della radiazione diretta, diffusa e riflessa è denominata radiazione solare globale. La radiazione incoming (diretta + diffusa) è stata calcolata sull'intero bacino di Mascognaz riferita all'intero anno solare 2015 (Figura 144).

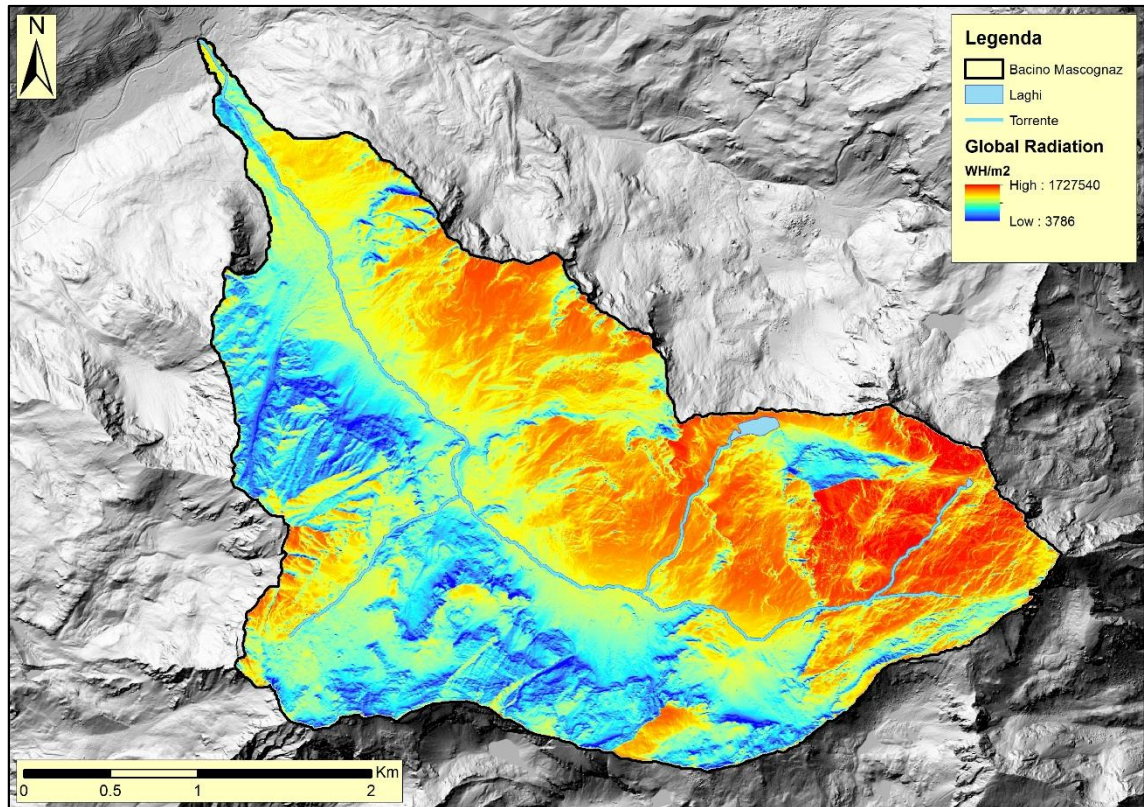


Figura 144 - Radiazione Solare globale (incoming)

13. INDICI GEOMORFOMETRICI PER L'ANALISI DELLA DINAMICA DEL SEDIMENTO

13.1 INDICI GEOMORFOMETRICI COMPLESSI

La combinazione di diversi parametri morfometrici, derivabili direttamente dal DEM come indicatori di tipo complesso, è in grado di fornire utili informazioni riguardo ai processi connessi alla dinamica del sedimento legata all'azione dell'acqua. Di particolare rilevanza per l'analisi in esame, riguardante i processi di erosione, di trasporto e di connettività del sedimento, sono gli indicatori che combinano pendenza e area drenata. Di seguito verranno illustrati tre indici geomorfometrici finalizzati rispettivamente alla valutazione della connettività del sedimento (*Indice di Connettività - IC*), dell'intensità potenziale dei processi d'erosione (*Stream Power Index – SPI*) ed alla valutazione dell'efficienza del processo di convogliamento del sedimento lungo la rete idrografica (*Stream Power DEFicit on channel NETwork - DENET*).

13.2 INDICE DI CONNETTIVITÀ DEL SEDIMENTO (CONNECTIVITY INDEX)

La connettività del sedimento, definita come il grado di connessione dei flussi di sedimento all'interno di un territorio ed in particolare tra le sorgenti di sedimento e le aree a valle, è un parametro chiave nello studio dei processi di trasferimento del sedimento nei bacini idrografici. La caratterizzazione spaziale dei pattern di connettività in un bacino consente di stimare il contributo di una determinata parte dello stesso come sorgente di sedimento e di definirne i potenziali percorsi di trasferimento verso valle. In particolare, la determinazione della connettività risulta importante nei bacini in cui la variabilità dei processi di trasporto è determinata dalla morfologia e dall'eterogeneità di tipologia, estensione e posizione delle aree sorgenti di sedimento (Cavalli, et al., 2012).

L'indicatore geomorfometrico utilizzato in questo studio è quello proposto da Cavalli et al. (Cavalli, et al., 2012) che hanno adattato al contesto montano un modello di connettività originariamente sviluppato da Borselli et al. (Borselli, et al., 2008). L'indice intende rappresentare la potenziale connettività del sedimento tra le diverse parti di un bacino e mira a valutare la potenziale connessione tra i versanti e le diverse aree del bacino che agiscono come aree di trattenuta del sedimento (sink) o risultano di particolare interesse a fini gestionali (e.g. corsi d'acqua principali, sezione di chiusura).

L'indice consente di determinare la connettività del sedimento utilizzando principalmente l'informazione topografica fornita dal DEM e non considera

l'eventuale disponibilità di sedimento ad essere mobilizzato all'interno del bacino.

L'indice di connettività (IC) è definito come:

$$IC = \log_{10} \left(\frac{D_{up}}{D_{dn}} \right)$$

Dove D_{up} e D_{dn} rappresentano rispettivamente la componente *upslope* e quella *downslope* (Figura 145). I valori di connettività variano nell'intervallo $[-\infty, +\infty]$, con la connettività che aumenta al crescere di IC.

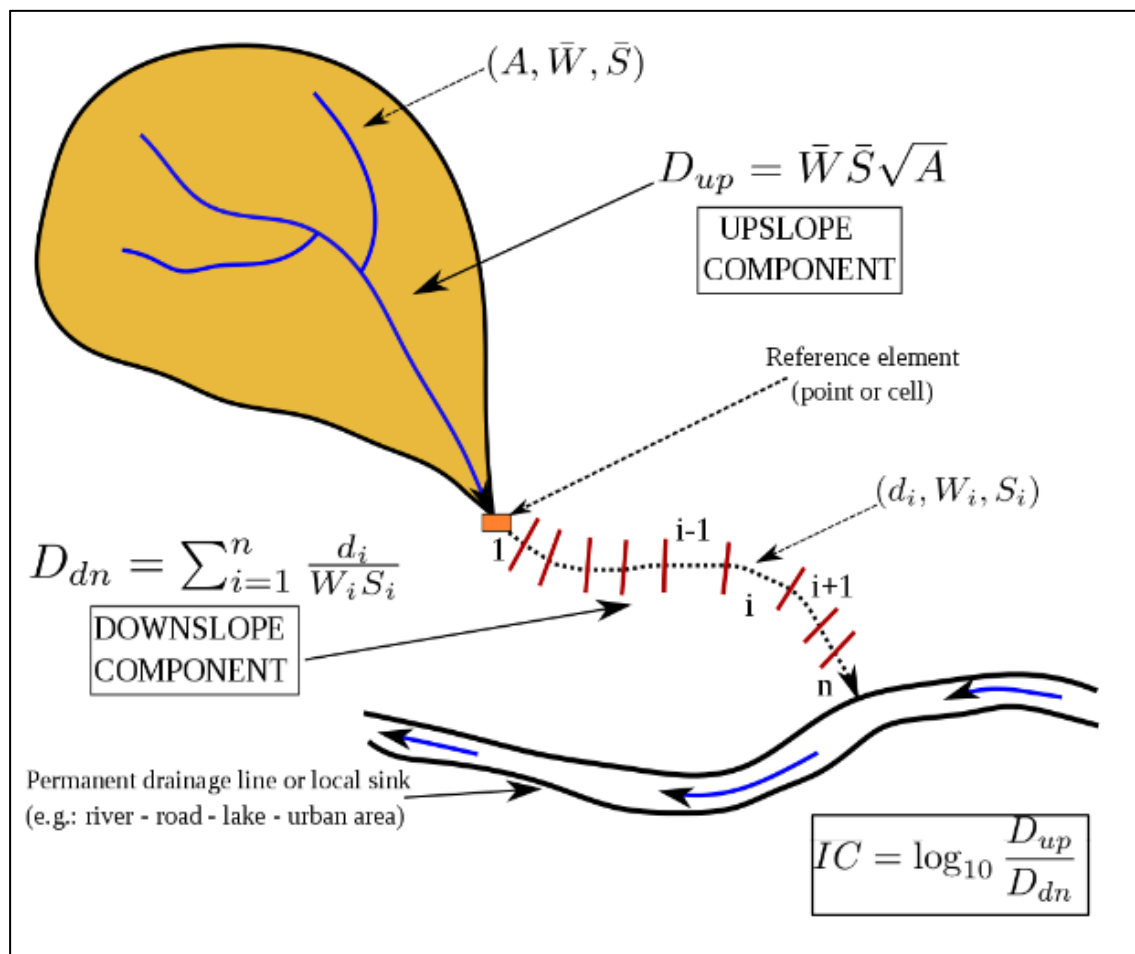


Figura 145 - Le componenti *upslope* e *downslope* dell'indice di connettività IC (modificato dopo (Borselli, et al., 2008)).

13.2.1 UPSLOPE COMPONENT:

La componente D_{up} definisce il potenziale per il trasporto del sedimento verso valle prodotto a monte e viene stimata come:

$$D_{up} = \bar{W} \bar{S} \sqrt{A}$$

Dove:

- \bar{W} : fattore peso medio dell'area contribuyente a monte
- \bar{S} : pendenza media dell'area drenata a monte (m/m)
- A : area drenata contribuyente (m²)

13.2.2 DOWNSLOPE COMPONENT:

La componente D_{dn} considera invece la lunghezza del percorso necessario al sedimento per raggiungere il più vicino target o sink (e.g. corso d'acqua permanente, strada, lago) ed è espressa come:

$$D_{dn} = \sum_i \frac{d_i}{W_i S_i}$$

Dove:

- d_i : lunghezza del percorso lungo la cella i-esima secondo la direzione di massima pendenza (m)
- W_i : fattore peso medio dell'i-esima cella
- S_i : pendenza della stessa cella (m/m)

13.2.3 PENDENZA LOCALE (S)

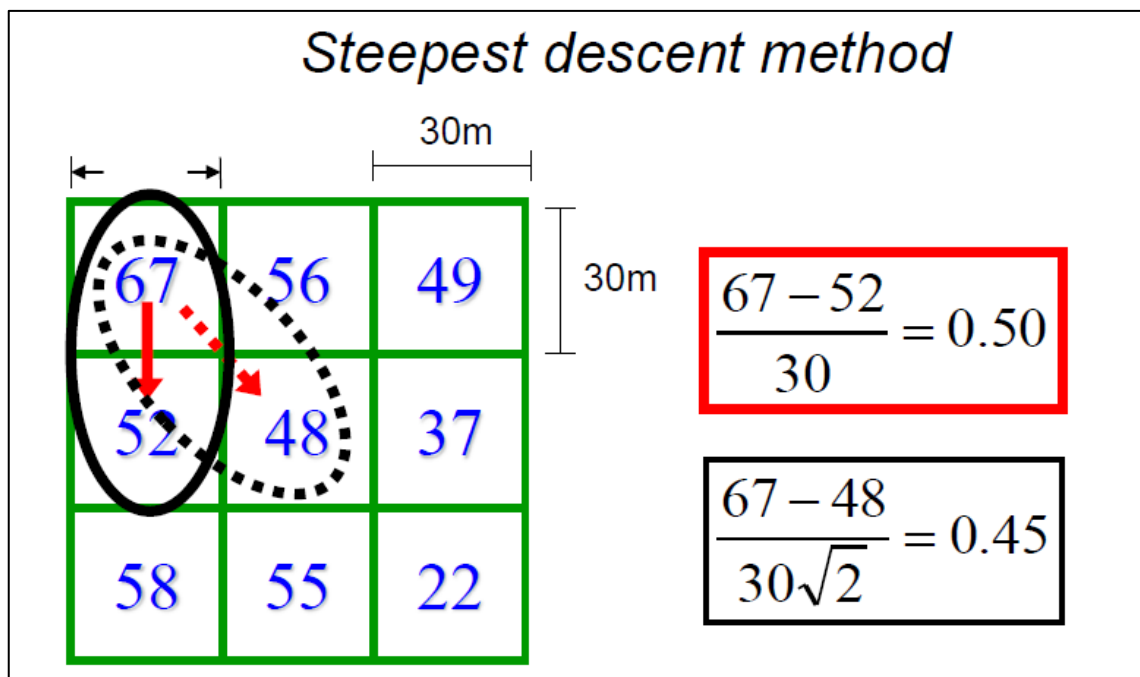


Figura 146 - Principio di calcolo della pendenza locale

Nel calcolo della pendenza S (m/m) sono stati posti un limite inferiore di 0.005 m/m, per evitare divisioni per 0 nell'equazione, ed un limite superiore pari a 1

m/m, per limitare l'effetto nel calcolo di IC di elevati valori di pendenza, situazione abbastanza comune nel caso di DTM ad alta risoluzione di bacini montani:

- $S = 0 \Rightarrow S = 0.005$ per evitare ∞ nell'equazione della componente downslope
- $S > 1 \Rightarrow S = 1$ per evitare *bias* di alti valori di IC in aree a forte pendenza (e.g. pareti subverticali dove la pendenza è maggiore di 45° o 100% e non c'è "stoccaggio" di sedimento)

13.2.4 AREA DRENATA (A)

L'area drenata (A) è calcolata utilizzando l'algoritmo D-infinito (D_∞) (Tarboton, 1997).

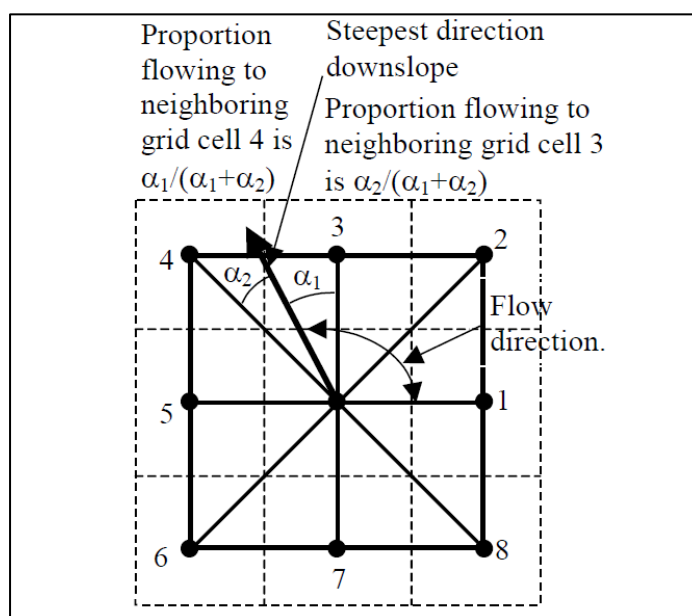


Figura 147 - (Tarboton, 1997) "A new method for the determination of flow directions and upslope areas in grid digital elevation models", *Water Resources Research*, 33(2):309-319.

13.2.5 FATTORE PESO (W)

Il fattore peso W , presente in entrambe le componenti dell'IC, rappresenta l'impedenza al deflusso ed al trasporto del sedimento a causa delle condizioni locali di uso del suolo e delle caratteristiche morfologiche della superficie del suolo stesso. Il fattore peso W controlla dunque l'efficienza del convogliamento del sedimento alla sezione di chiusura del bacino o ai diversi target di riferimento. In ambiente montano le condizioni morfologiche locali giocano un ruolo predominante, con DTM ad alta risoluzione è possibile quantificare la variabilità

topografica a scala locale attraverso l'utilizzo dell'Indice di Scabrezza. La scabrezza topografica può, infatti, assumere un ruolo preponderante nel condizionare la dinamica del sedimento rispetto a uso del suolo, vegetazione e proprietà del suolo.

13.2.6 INDICE DI SCABREZZA (ROUGHNESS INDEX)

Il valore di scabrezza assegnato ad ogni cella corrisponde alla variabilità topografica alla scala di indagine (risoluzione DTM - dimensione della finestra di calcolo).

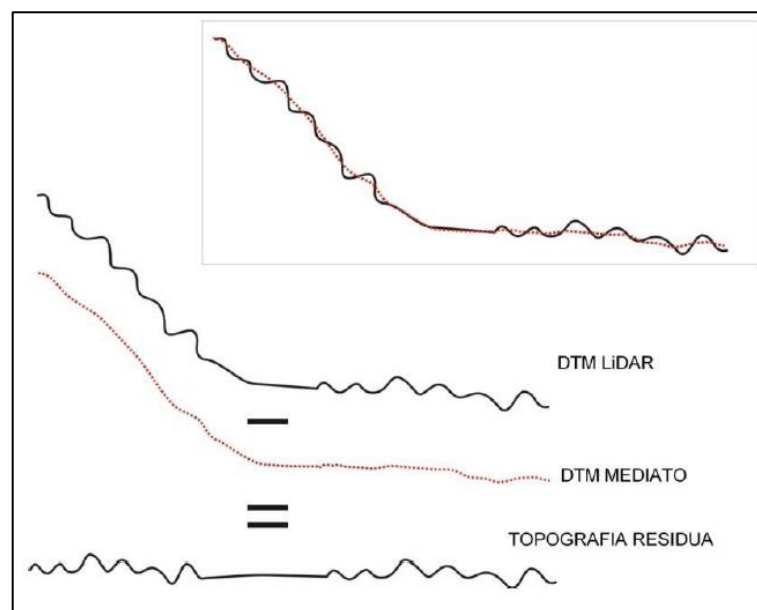


Figura 148 - Calcolo Topografia residua (Cavalli, et al., 2008) (Cavalli, et al., 2007)

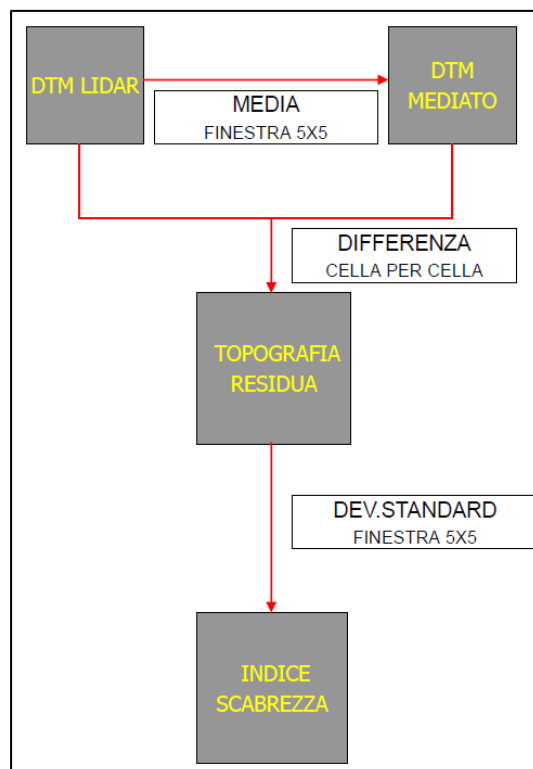


Figura 149 - Principio di funzionamento dell'Indice di Scabrezza (Cavalli, et al., 2008) (Cavalli, et al., 2007)

L'indice di scabrezza necessita di essere standardizzato per tre principali motivi:

- Avere lo stesso range di variazione della pendenza (0 – 1);
- Rimuovere il bias dovuto ad elevati valori di scabrezza (e.g. pareti subverticali)
- Disporre di valori confrontabili con il fattore C utilizzato come peso nel modello originario.

Diversi vantaggi:

- Il peso è stimato in modo oggettivo;
- Si evita l'uso di dati tabellati;
- Il modello di connettività richiede solo un DTM in input.

L'indice di scabrezza è stato implementato in GIS, tramite il Model Builder (Figura 150), in maniera tale da poter essere utilizzato per il calcolo dell'indice di scabrezza in maniera indipendente, oltretutto è stata implementata la possibilità di calcolo di più indici di scabrezza in funzione della grandezza di finestra che si vuole scegliere: 5x5, 7x7, 9x9, ecc.

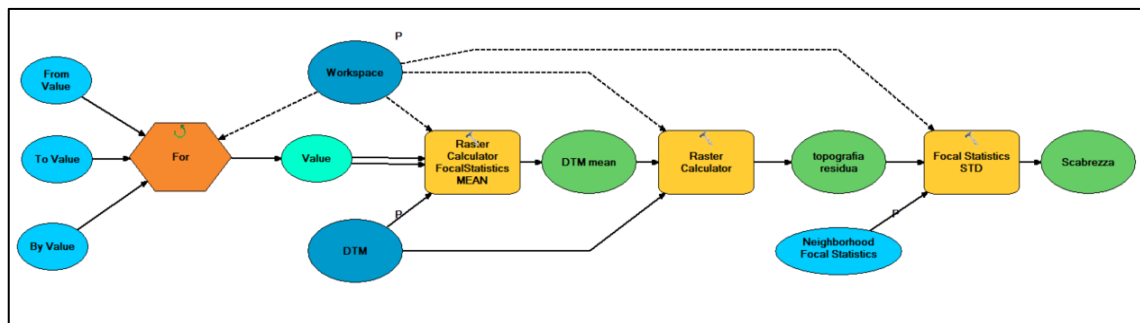


Figura 150 - Calcolo del Roughness Index tramite il model Builder

Di seguito la mappa relativo all'indice di scabrezza calcolato per il bacino di Mascognaz.

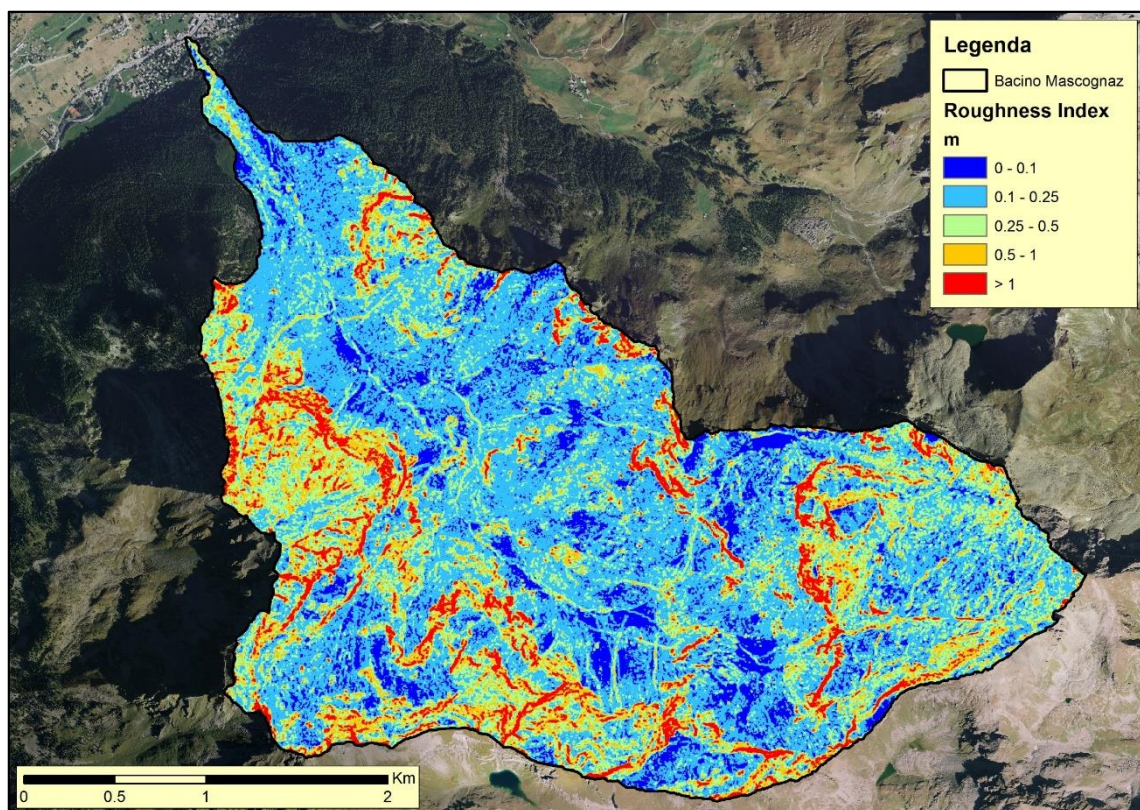


Figura 151 - Roughness Index calcolato sul bacino di Mascognaz

13.2.7 FATTORE DI PESO (WEIGHTING FACTOR) (W)

Il fattore di peso è derivato dall'indice di scabrezza (o Roughness Index) RI:

$$W = 1 - \left(\frac{RI}{MAX(RI)} \right)$$

Dove:

- Limite inferiore = 0.001

Anche questo è stato implementato in Model Builder (Figura 152) per consentire l'automatizzazione dell'intero processo e permetterne un facile utilizzo.

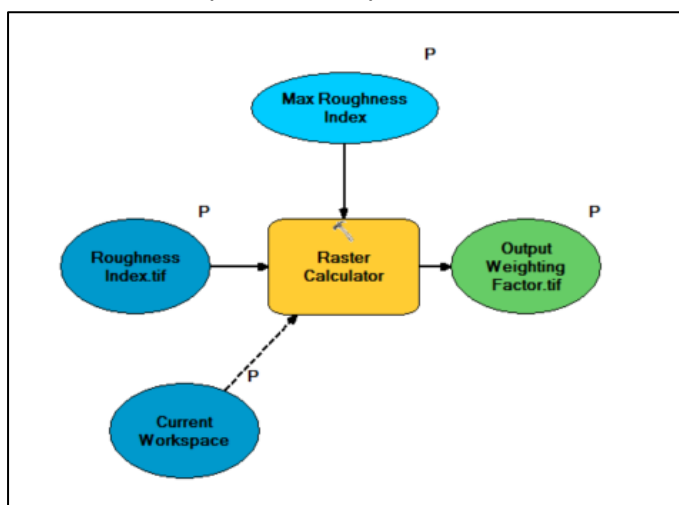


Figura 152 - Calcolo del Weighting factor tramite il Model Builder

L'intero processo di analisi per ricavare l'indice di connettività è stato implementato all'interno del model builder (Cavalli, et al., 2007) ed adattato all'area di studio in oggetto (Figura 153).

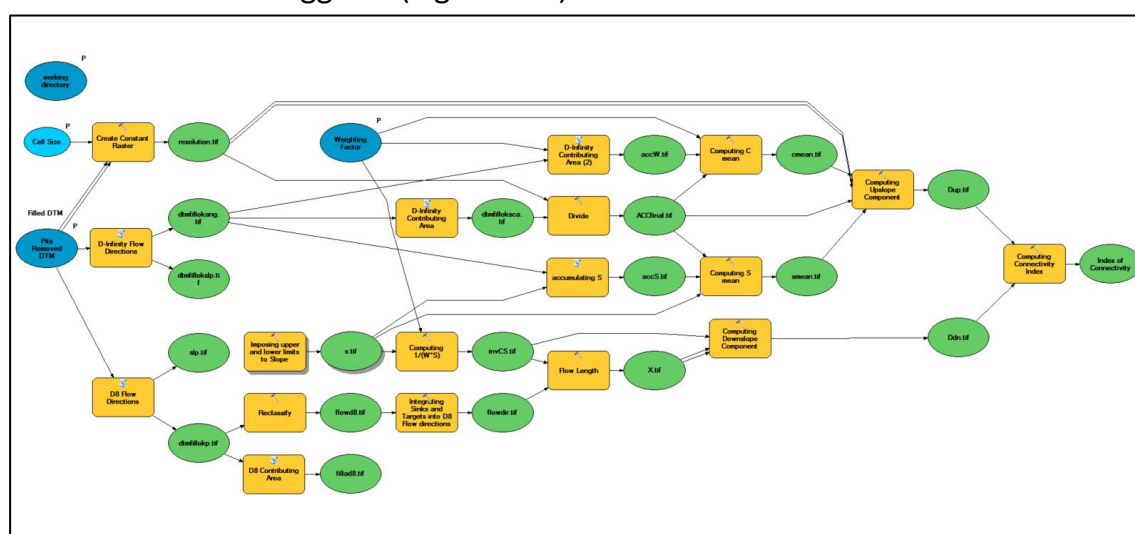


Figura 153 - Calcolo del Connectivity Index tramite il model builder (Cavalli, et al., 2012)

Oltre alla valutazione della potenziale connessione del sedimento tra i versanti di un territorio è possibile valutare il modello in riferimento ad uno specifico elemento del territorio (rete idrografica, laghi, outlet di bacino, centro abitato, sito di stoccaggio locale, ecc.) scelto come target dell'analisi. L'indice si presenta sempre come il rapporto di due componenti, la prima rappresenta l'energia contribuente da monte per mobilizzare il sedimento potenzialmente disponibile

mentre la seconda rappresenta la lunghezza del percorso lungo le linee di deflusso che una particella di sedimento deve fare per raggiungere il target. In questo caso il modello da utilizzare è quello riportato in Figura 154.

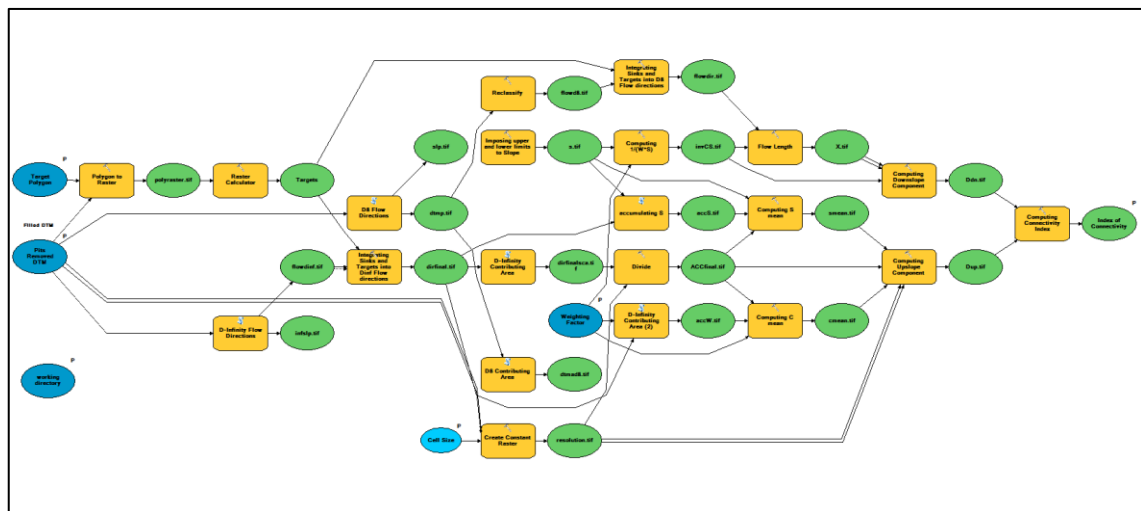


Figura 154 - Calcolo del Connectivity Index riferito ad un target specifico (Cavalli, et al., 2012)

Nella mappa seguente viene riportato l'Indice di connettività del sedimento calcolato sull'intero bacino (Figura 155).

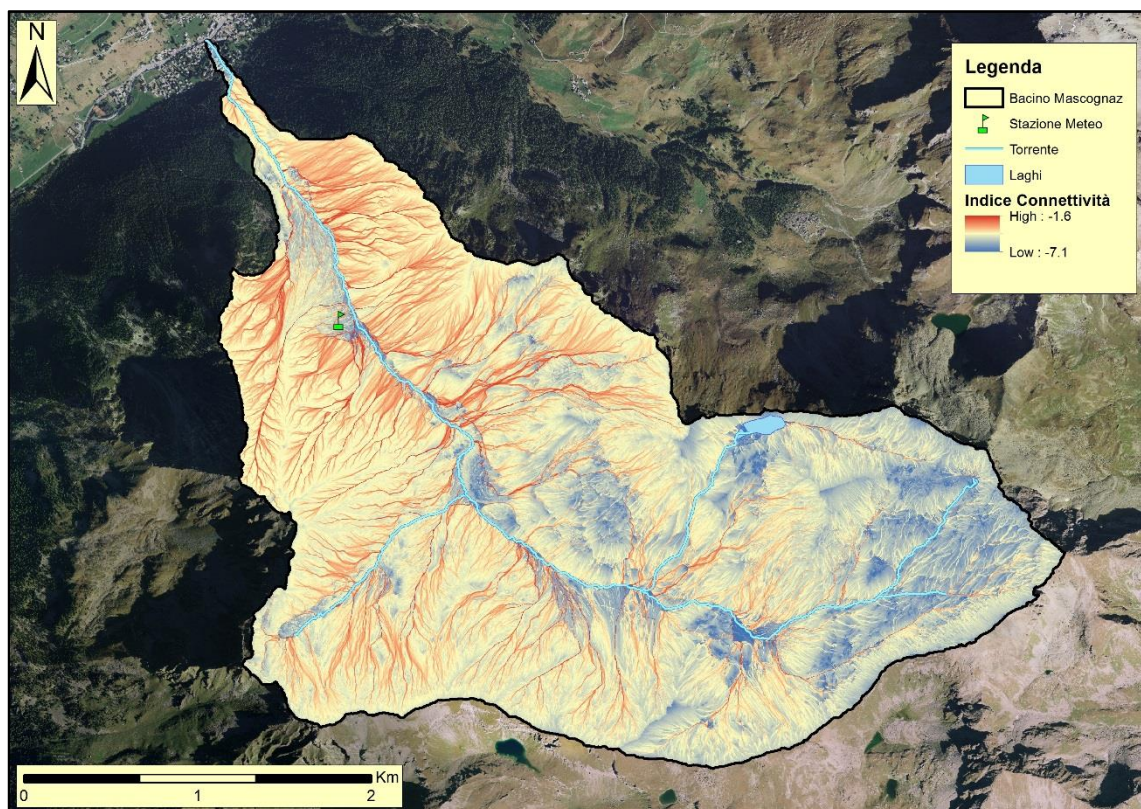


Figura 155 - Indice di connettività Mascognaz

Nelle mappe di Figura 156 e Figura 157 l'indice di connettività è stato calcolato riferendo l'analisi ad un target specifico: La rete idrografica (costituita da torrenti e laghi) nel primo caso, e l'outlet del bacino nel secondo caso.

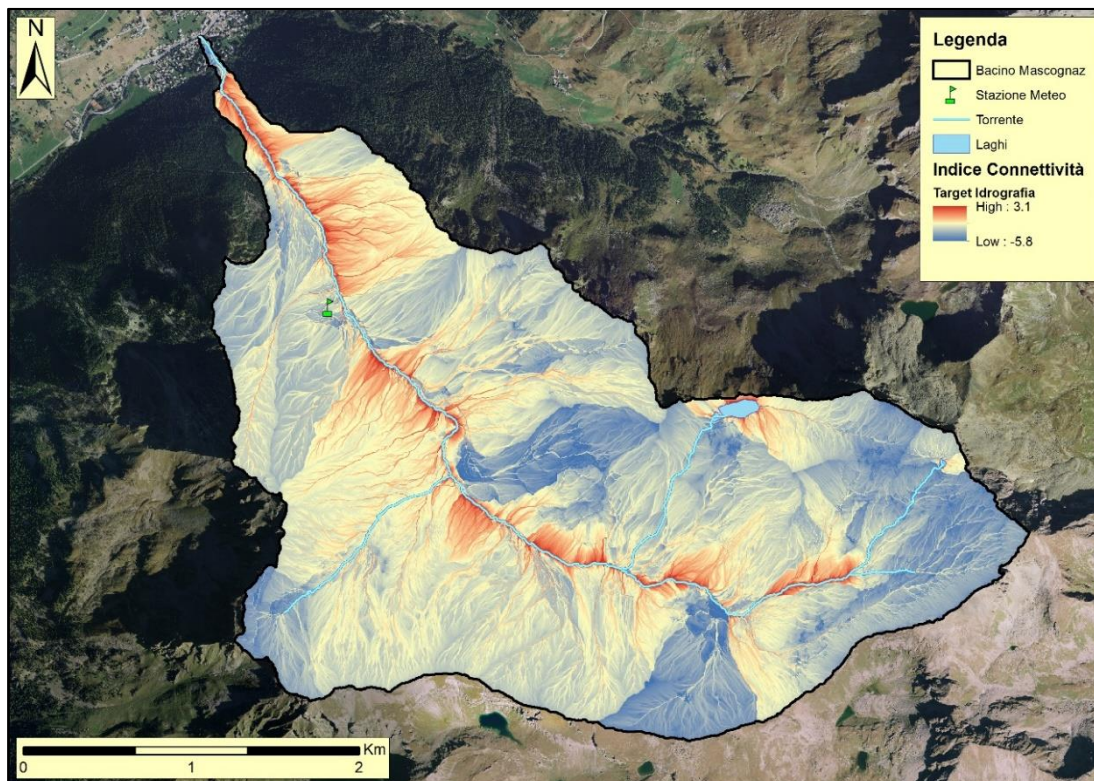


Figura 156 - Indice di connettività Mascognaz (Target: Rete idrografica)

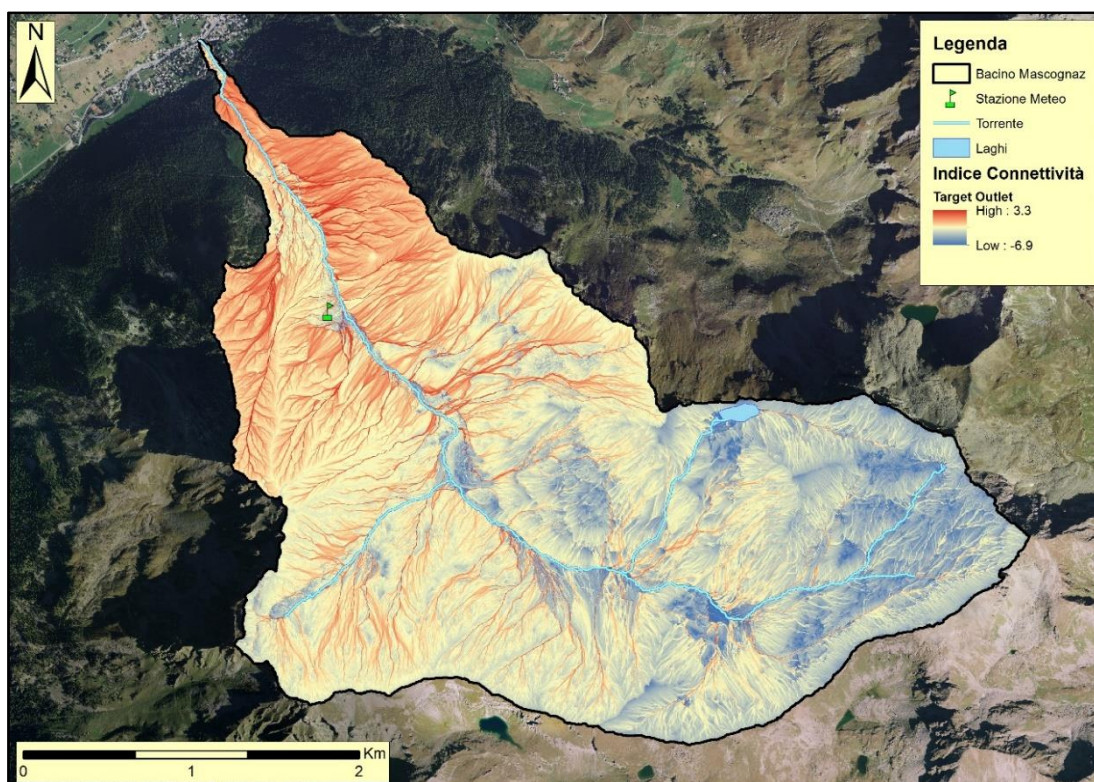


Figura 157 - Indice Connettività Mascognaz (Target: Outlet)

13.3 STREAM POWER INDEX (SPI)

Un secondo indice finalizzato alla caratterizzazione del bacino in termini di potenziale intensità dei processi di dinamica del sedimento è lo *Stream Power Index (SPI)*. SPI, che combina l'area drenata con la pendenza locale, rappresenta un valido indicatore di tipo del controllo esercitato dai fattori topografici sull'intensità potenziale dei processi d'erosione e di trasporto del sedimento. La base fisica a monte di questo indice geomorfometrico può essere ricercata nel concetto di *stream power*):

$$\Omega = \rho \cdot g \cdot Q \cdot S$$

Dove:

- ρ è la densità dell'acqua
- g l'accelerazione gravitazionale,
- Q la portata
- S la pendenza locale.

Assumendo la radice quadrata dell'area drenata (A) come surrogato della portata, Marchi e Dalla Fontana (Marchi, et al., 2005) hanno formulato un indice di *stream power* su base topografica che presenta la seguente formula:

$$SPI = A^{0.5} S$$

Nonostante la sua semplicità, SPI è in grado di fornire una preziosa informazione sul controllo topografico dell'intensità dei processi di erosione a scala di versante e, soprattutto, di trasporto solido lungo la rete idrografica. Per poter analizzare quest'ultimo aspetto è essenziale estrarre un reticolo sintetico dal DEM di partenza che sia il più fedele possibile all'idrografia realmente presente all'interno del bacino. Secondo diversi autori e.g. (Montgomery, et al., 1993) e (Desmet, et al., 1999), indici geomorfometrici che combinano l'area contribuyente e la pendenza locale sono in grado di identificare in modo affidabile i possibili punti di inizio dei collettori che costituiscono la rete idrografica.

Utilizzando la mappa di SPI, i punti di inizio della rete idrografica possono essere identificati in corrispondenza di celle, ricadenti in aree di convergenza topografica, nelle quali l'indice superi un determinato valore soglia.

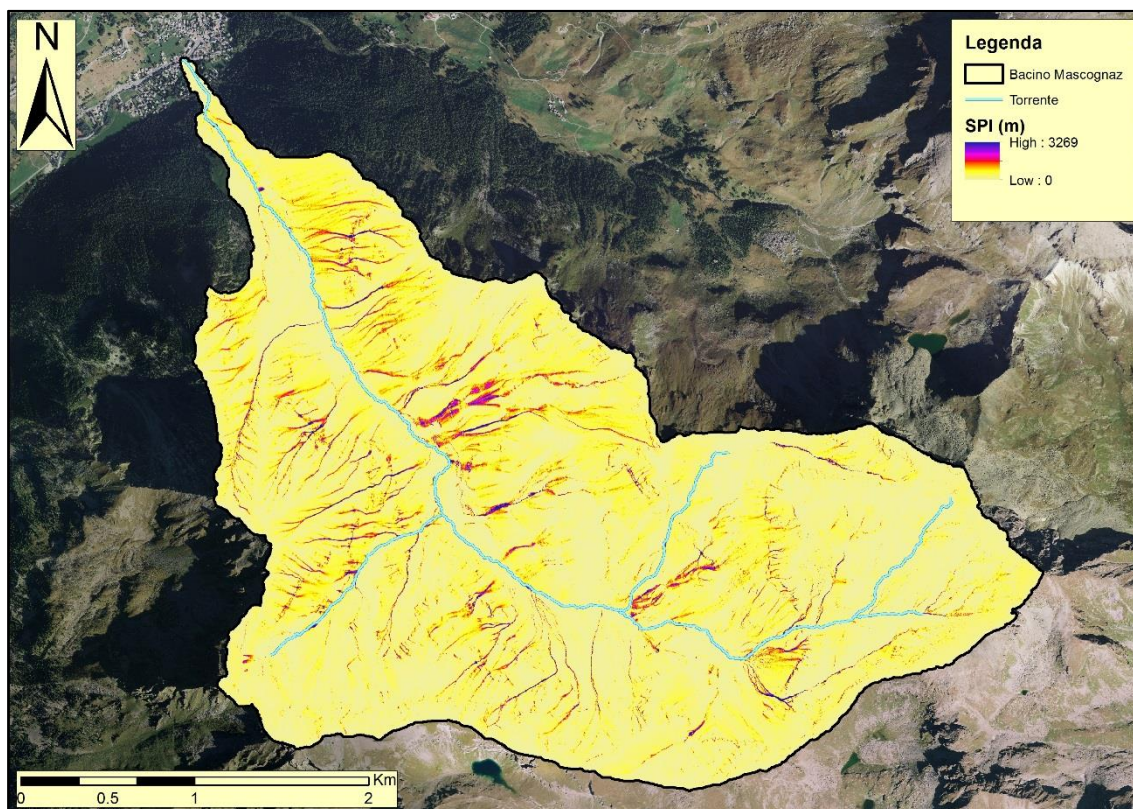


Figura 158 - Stream Power Index Mascognaz

13.4 SEDIMENT TRANSPORT INDEX (STI)

L'indice adimensionale di stream power è ottenuto mediante normalizzazione dello Stream Power Index (SPI) standard utilizzando un valore di soglia ("Soglia") che individua i punti di inizio della rete idrografica ("channel heads").

L'indice di suscettibilità al trasporto mette in relazione l'area drenata con la pendenza locale, ma fornisce indicazione sulla potenza erosiva del deflusso superficiale. Esso viene calcolato con la seguente relazione:

$$STI = (m + 1) \left(\frac{A}{d \cdot 22.13} \right)^m \left(\frac{\sin(S)}{0.0896} \right)^n$$

Dove:

- A è l'area drenata;
- S è la pendenza locale;
- d è la dimensione della cella;
- m ed n sono due parametri impostati rispettivamente a 0.6 e 1.3.

In Figura 159 è riportata la mappa del Sediment Transport Index incentrata sul versante posto a monte della piana di Mascognaz dove è ubicata la stazione meteo.

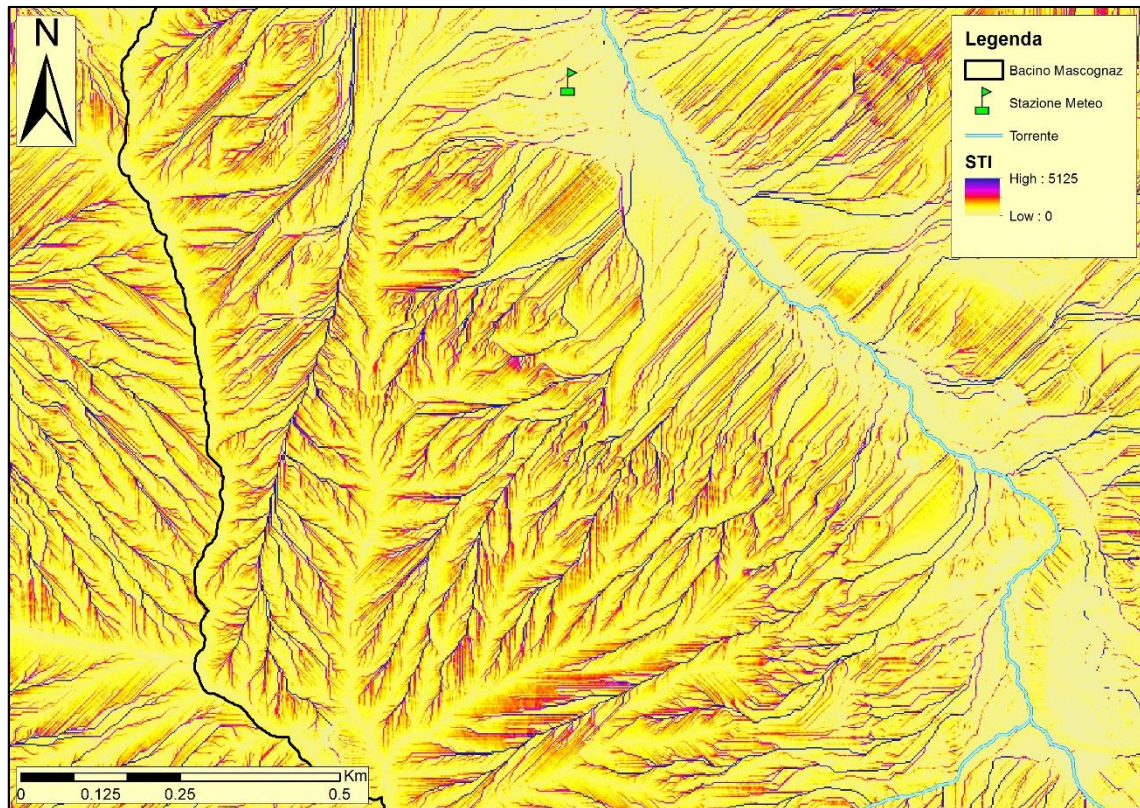


Figura 159 - Sediment Transport Index area Mascognaz

13.5 WETNESS INDEX (WI)

Il Wetness Index descrive l'effetto della topografia sulla posizione e dimensione delle aree di accumulo di acqua nel suolo.

Esso viene calcolato con la relazione:

$$WI = \ln\left(\frac{A}{\tan S}\right)$$

dove:

- WI è il Wetness Index;
- A è l'area drenata;
- S è la pendenza locale.

Questa relazione assume una condizione statica e proprietà del suolo uniformi (es. trasmissività è costante attraverso l'intero bacino e uguale all'unità).

In è Figura 160 riportata la mappa del Wetness Index incentrata sul versante posto a monte della piana di Mascognaz dove è ubicata la stazione meteo.

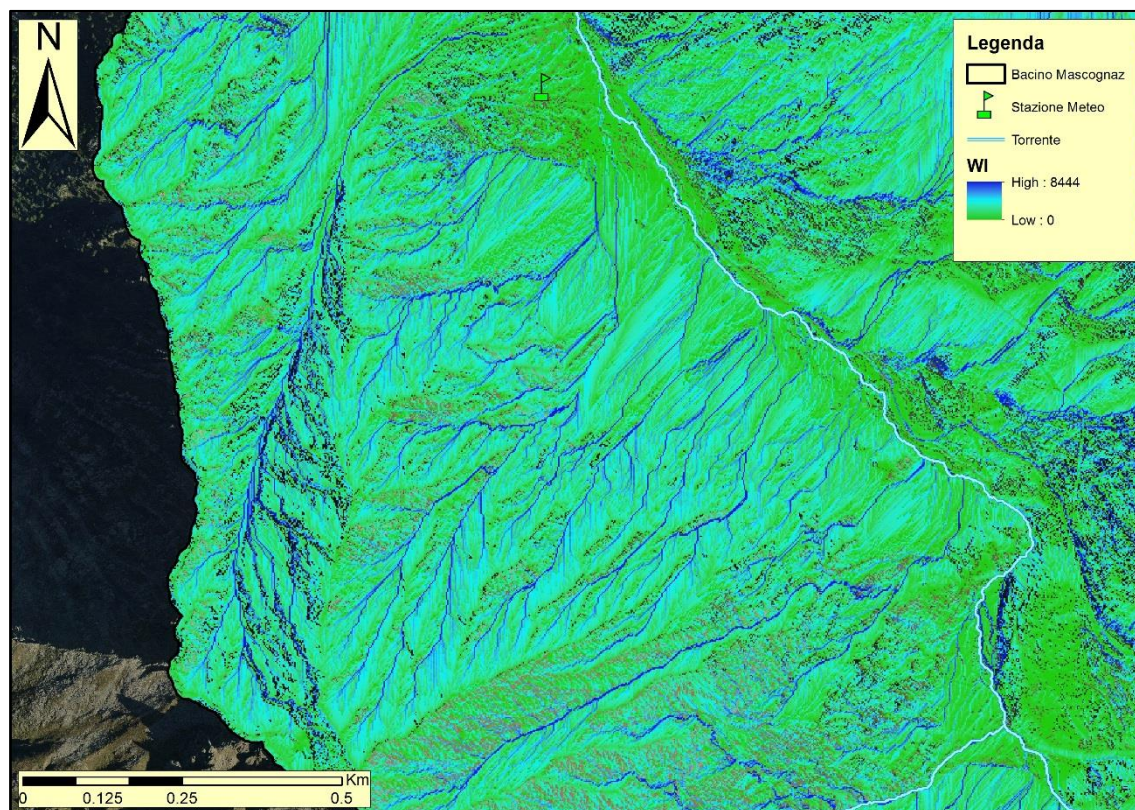


Figura 160 - Wetness Index area Mascognaz

13.6 DEFICIT ON CHANNEL NETWORK (DENET)

Una volta estratto il reticolo idrografico sintetico è possibile caratterizzare, sempre sulla base dei valori di SPI, l'intensità relativa dei processi di trasporto solido mediante l'applicazione di un indice geomorfometrico, testato con successo anche nei bacini delle Alpi Orientali Italiane (Marchi, et al., 2013), denominato DENET, il cui algoritmo di calcolo è implementato nel già citato AdB Toolbox.

Le celle della rete idrografica caratterizzate da bassi valori di SPI evidenziano situazioni dove uno od entrambi i fattori considerati (area contribuyente A, pendenza S) risultano limitanti e dove quindi i processi di trasporto solido hanno luogo con intensità ridotta o si ha prevalenza di deposizione. L'indicatore DENET identifica i tratti della rete idrografica a basso valore di SPI e li classifica secondo la loro lunghezza. Celle a basso SPI hanno una modesta influenza sulla dinamica del sedimento se ubicate singolarmente in tratti di rete idrografica provvisti, nella

loro generalità, di una buona capacità di trasporto (SPI elevato). Diverso è il caso in cui si abbiano lunghe sequenze di celle, fra loro successive, caratterizzate da basso valore di SPI: questa situazione appare indicativa di una ridotta efficienza dei processi di convogliamento del sedimento. Il programma di calcolo per la determinazione di DENET opera una scansione della rete idrografica sintetica identificando le celle con SPI inferiore al valore soglia prescelto. Quando si incontra una cella a basso valore di SPI, il valore dell'indicatore viene posto pari a 1; se ulteriori celle a basso valore di SPI sono presenti immediatamente a valle, ad esse vengono assegnati valori progressivamente crescenti di un'unità. Quando due o più tratti di rete idrografica costituiti da celle a basso SPI confluiscono in una stessa cella, a sua volta caratterizzata da un basso valore di SPI, a quest'ultima viene assegnato un valore corrispondente alla somma di quelli delle celle contribuenti, incrementato di 1. La procedura di calcolo è esemplificata nella Figura 161.

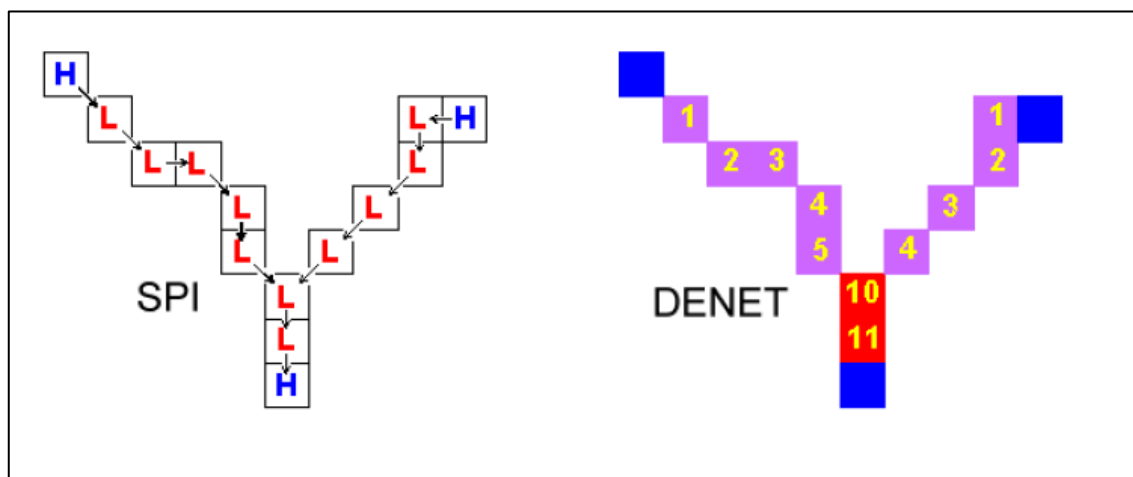


Figura 161 - Procedura di calcolo dell'indicatore DENET. "L" e "H" indicano, rispettivamente, valori di SPI inferiori e superiori alla soglia per l'estrazione della rete idrografica.

In presenza di rilevanti apporti solidi da monte, tratti ad elevato valore di DENET individuano tratti con prevalenza dei fenomeni di deposito del sedimento. In parti della rete idrografica caratterizzate da modesta disponibilità di materiale solido, elevati valori di DENET indicano una modesta intensità della dinamica del sedimento (modesti volumi solidi trasportati al fondo, con prevalenza di granulometrie fini assenza di processi di erosione dell'alveo) (Marchi, et al., 2013).

L'impiego di DENET non permette di quantificare l'entità del trasporto solido, ciò che richiede analisi di ben maggiore dettaglio, ma rende possibile evidenziare zone in cui i processi di trasporto avvengono con maggiore o minore efficacia. Ad esempio, se un tratto di asta torrentizia che drena un bacino con estese aree in

erosione presenta valori di SPI elevati (DENET basso), è plausibile attendersi processi di trasporto solido di forte intensità, anche in forma di piene di detriti (*debris flood*). Al contrario, il prevalere di fenomeni di deposito di sedimento in tratti ad elevato valore di DENET è indicativo di una riduzione dell'intensità del trasporto solido.

In Figura 162 è riportato l'Indice di DENET calcolato per il tratto finale del torrente di Mascognaz.

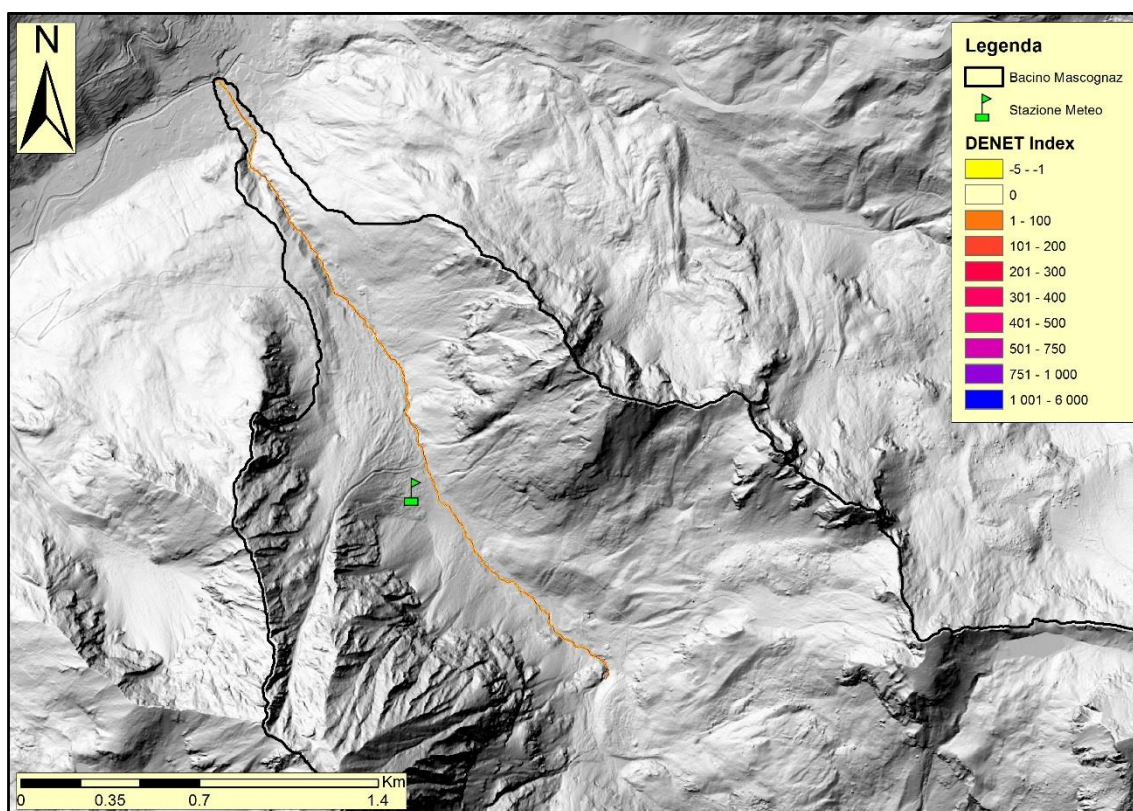


Figura 162 - Indice DENET Torrente Mascognaz

13.7 INDICE DI MELTON

L'indice di Melton (Melton, 1965) è un indicatore dell'acclività del bacino, ed è calcolato mediante la seguente relazione:

$$Mel = \frac{H_{MAX} - H_{min}}{A^{0.5}}$$

Dove:

- *Mel* è l'indice di Melton;

- H_{max} e H_{min} sono la quota massima e minima del bacino;
- A è l'area drenata.

Nella figura seguente è riportata la mappa dell'Indice di Melton calcolato a partire dall'area drenata multiple flow determinata sul bacino di Mascognaz.

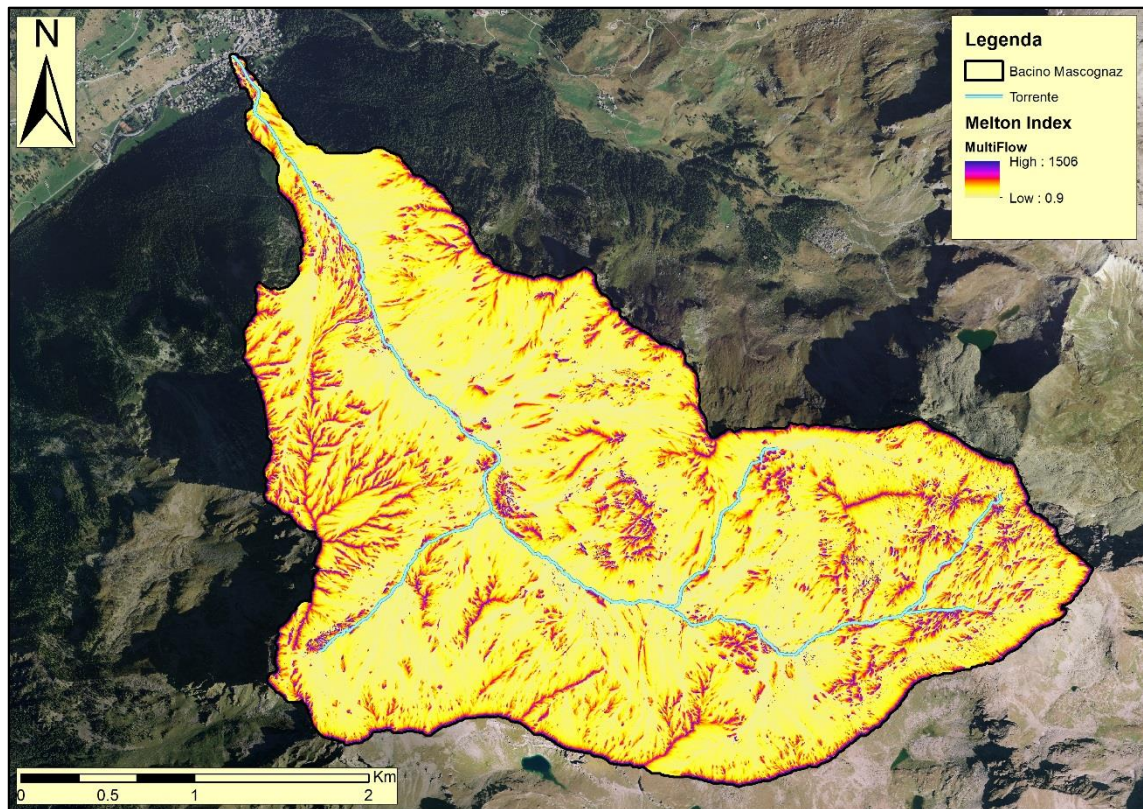


Figura 163 - Indice di Melton Mascognaz

14. MODELLI GEOMORFOMETRICI

14.1 MODELLI DINAMICI

Oltre agli indici geomorfometrici sopracitati il GIS permette di realizzare dei veri e propri modelli numerici di analisi speditiva per la simulazione di eventi dinamici caratterizzanti i versanti alpini.

Nelle pagine seguenti verranno illustrati alcuni modelli di calcolo presi in considerazione per l'analisi del bacino di Mascognaz ed implementati con ArcGIS.

14.2 IL MODELLO MODIFIED SINGLE FLOW DIRECTION (MSF)

Il Modified Single Flow Direction (MSF) (Huggel, et al., 2003) è un modello di valutazione speditiva di fenomeni geologici legati al movimento di massa (es. colate detritiche, valanghe, ecc.) che si basa sull'innesco puntuale di questi fenomeni e sulla previsione probabilistica del movimento della colata (Figura 164).

Il principio di base del modello presuppone che ogni movimento di massa si propaga a valle a partire da uno specifico punto d'innesco e che la sua linea centrale di deflusso segua la direzione di massima pendenza.

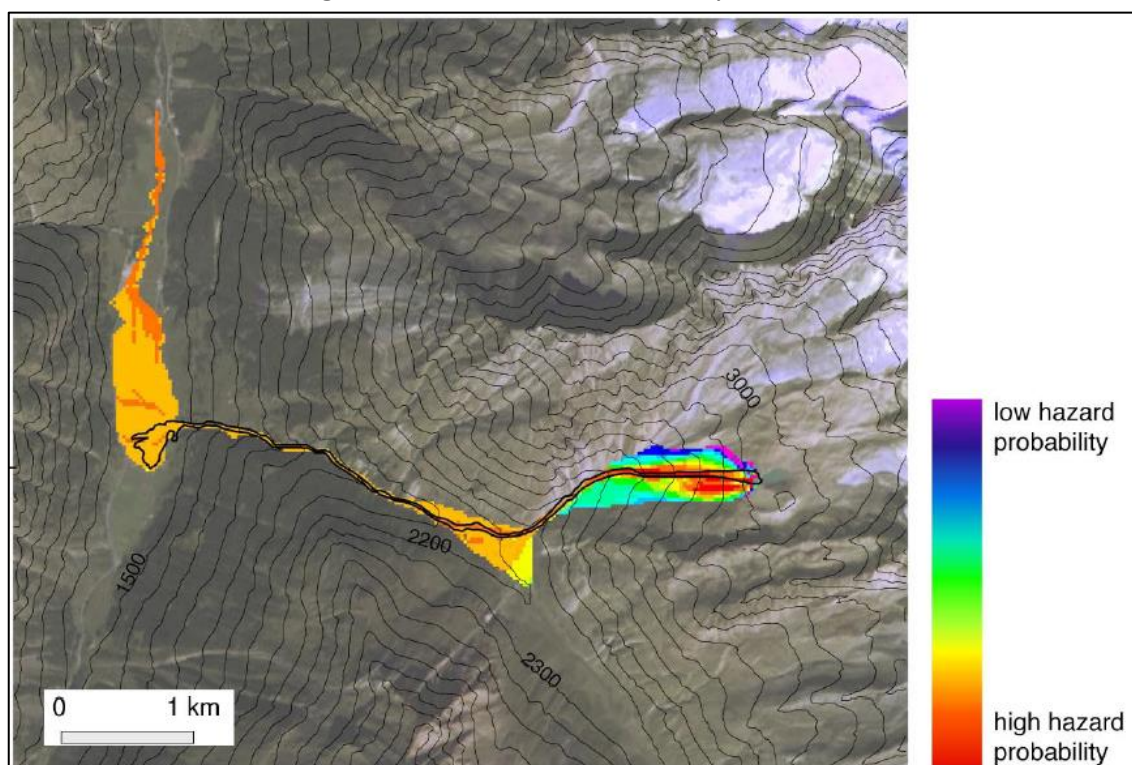


Figura 164 - Simulazione di debris flow con il modello MSF (Huggel, et al., 2003)

Il modello MSF è stato sviluppato in modo da permettere di calcolare più direzioni di deflusso a partire dall'algoritmo D8 (8 possibili direzione di flusso) (O'Callaghan, et al., 1984), che ammette una singola direzione di deflusso (una delle 8 possibili direzioni di flusso previste dall'algoritmo).

14.2.1 COMPONENTE DI DIREZIONE DI DEFLUSSO E TRAIETTORIA.

L'idea di base è di simulare il trasporto di massa (es. debris flow o valanga) a partire dal punto di inizio verso valle. La linea centrale di flusso seguirà la linea di massima pendenza secondo l'algoritmo D8 Single Flow (O'Callaghan, et al., 1984) illustrato nei capitoli precedenti. Questo algoritmo, implementato nella *Flow Direction* dello Spatial Analyst del software ArcGIS (esri), è, generalmente, utilizzato come funzione standard per la modellazione idrologica. Tuttavia, sui pendii meno ripidi, una colata detritica può deviare dalla linea di massima pendenza e si può disperdere e depositare nelle aree adiacenti. Un percorso di flusso "*single flow*" non può, quindi, riprodurre questo processo.

Nel modello è stata incorporata una particolare funzione di diversione o frizione (**Fr**) la quale permette al flusso di deviare dalla direzione di massima pendenza; questa funzione sfrutta il tool "*Path Distance Allocation*" presente nella toolbox dello Spatial Analyst, questa funzione è implementata per calcolare il costo-pesato per lo spostamento tra 2 punti (o un set di punti) in funzione di una data resistenza. Il modello MSF introduce una modifica alla funzione originale, permettendo al flusso di divergere dalla direzione di massima pendenza fino a 45° di apertura su entrambi i lati.

Una volta identificate le aree potenzialmente interessate dalla colata, una funzione (**Pq**) assegna ad ogni i-esima cella della griglia una probabilità relativa. La probabilità, descritta dalla funzione *Fr*, indica che quanto più il flusso devia dalla direzione di massima pendenza tanto maggiore è la sua resistenza.

Il valore di *Fr* aumenta verso valle all'aumentare della distanza dal punto d'innesco, e aumenta lateralmente all'aumentare della resistenza al flusso con un angolo di 45° dalla direzione di massima pendenza.

$$Pq = \frac{L}{Fr}$$

Il rapporto tra la distanza orizzontale **L** tra ogni cella ed il punto d'innesco ed il valore di *Fr* rappresenta il valore di probabilità che la cella venga interessata dal processo di colata detrica (**Pq**).

N.B. Pq è da intendersi più come un indice qualitativo piuttosto che come una probabilità matematica.

14.2.2 COMPONENTE DI CONDIZIONE D'ARRESTO

Il rapporto H/L (dove H è la differenza di quota, L la lunghezza del percorso) è definito come una condizione di arresto per la fase finale del flusso;

La componente precedente del modello fornisce il potenziale di massima inondazione delle zone in seguito al movimento di massa, quindi, esso indica quali aree sono più o meno affette da tale evento (Figura 165).

Un ragionevole valore di questo rapporto è stimabile sulla base di dati empirici ottenuti simulando particolari tipi di movimenti di massa per i quali il modello è stato creato (Gruber, et al., 2008).

Per quanto riguarda le colate detritiche nelle Alpi, è stato individuato un valore minimo di 0,19 (corrispondente ad 11° gradi di pendenza) (Rickenmann, 1999); (Huggel, et al., 2003).

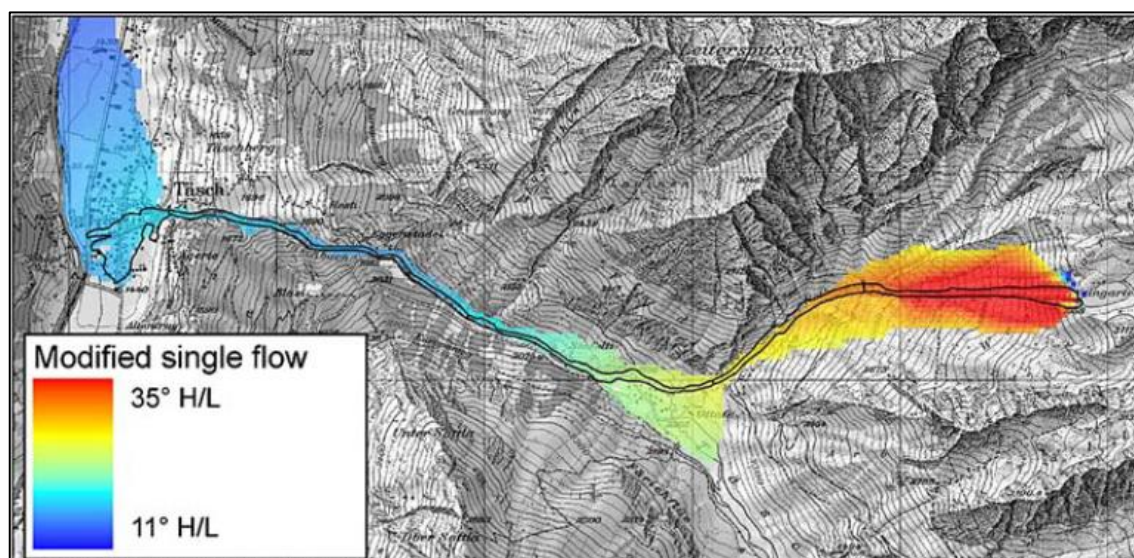


Figura 165 - Modellamento di H/L (Gruber, S; Huggel, C; Pike, R 2008)

14.2.3 IMPLEMENTAZIONE DEL MODELLO IN ARCGIS MODEL BUILDER

Il modello MSF ha bisogno di alcuni dati di input per poter determinare la suddetta zona di pericolosità:

1. Il DTM idrologicamente corretto della zona;
2. Il punto d'innescio del fenomeno (sorgente);

3. La condizione di arresto.

Nelle pagine seguenti verranno illustrate le diverse funzione utilizzate per implementare il modello su ArcGIS, tramite il model Builder, in maniera corretta. I primi step del processo utilizzano le funzioni del arcToolbox: *Fill sinks*, *Flow Direction* e *Flow Accumulation*, i cui principi di funzionamento sono già stati illustrati nei capitoli precedenti. Eseguiti gli step base dell'Hydrology si passa alla valutazione delle aree di invasione con appositi tool implementati e di seguito descritti.

14.2.3.1 INDICE $PQ(I)$

Quest'indice rappresenta l'indice di probabilità di che un'area venga interessata dal fenomeno di colata detritica. Su ArcGIS dapprima si riclassifica la Flow Direction in gradi attraverso l'utilizzo del raster calculator (Figura 166):

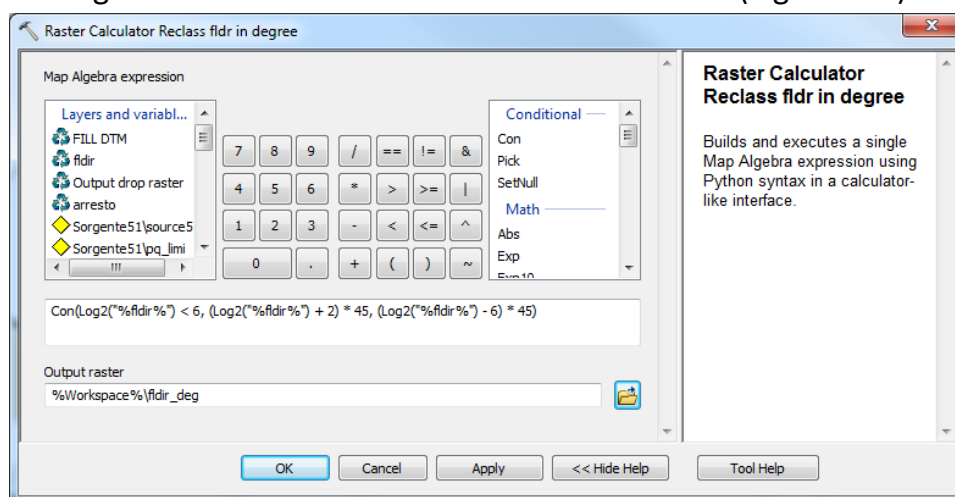


Figura 166 - Riclassificazione delle direzioni di deflusso in gradi

Dopodiché si utilizza lo Spatial Analyst Tool "Path Distance Allocation" per calcolare la distanza orizzontale (L) dal punto di innesco del flusso ad ogni cella potenzialmente interessata dal flusso stesso (Figura 167).

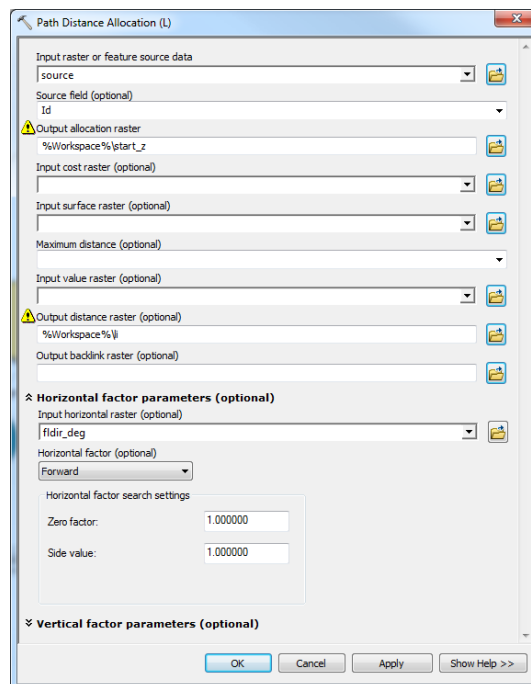


Figura 167 - Calcolo della distanza orizzontale (L)

Sempre con lo stesso tool si calcola la funzione Fr. Questa aumenta verso valle all'aumentare della distanza dal punto d'innesco e in caso di dispersione laterale (aumento della resistenza al flusso o frizione) (Figura 168).

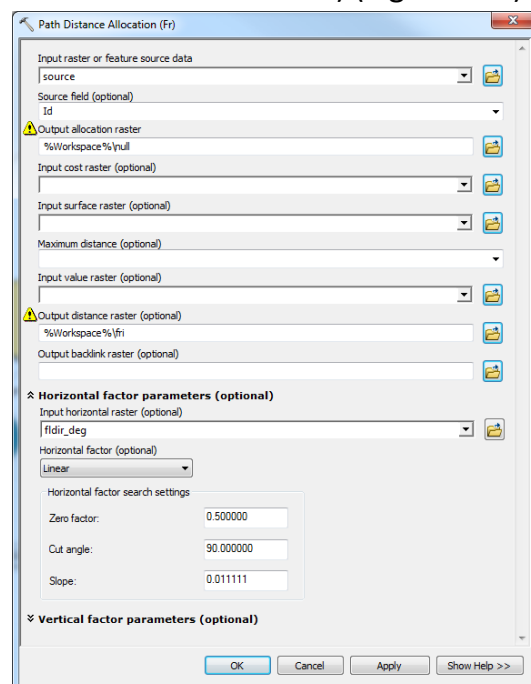


Figura 168 - Calcolo della funzione di resistenza o frizione (Fr)

Conoscendo quindi la frizione Fr e la distanza di ogni cella dal punto di innesco del fenomeno L, si può ottenere Pq.

$$Pq = \frac{L}{Fr}$$

Su ArcGIS tale operazione si esplica utilizzando lo Spatial Analyst Tool "Raster Calculator" (Figura 169).

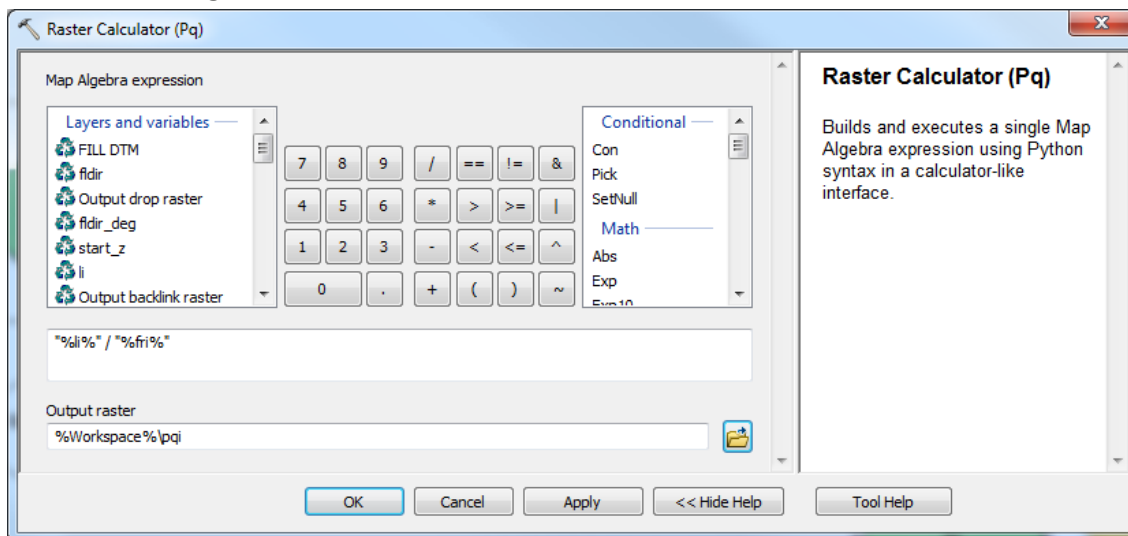


Figura 169 - Calcolo dell'indice di probabilità (Pq)

Questo rapporto rappresenta, dunque, un indice di probabilità qualitativa compreso tra 1 (bassa probabilità) e 2 (alta probabilità) che la cella *i*-esima venga interessata dal fenomeno.

14.2.3.2 CONDIZIONE D'ARRESTO

Il punto successivo comprende la stima della condizione di arresto del fenomeno. Tale condizione viene definita dal rapporto tra H (distanza verticale) (Figura 170), ovvero differenza di quota di ciascuna cella dal punto di innesco, e L. (distanza orizzontale). Il rapporto è stato calcolato sempre utilizzando il Raster Calculator tool. (Figura 171).

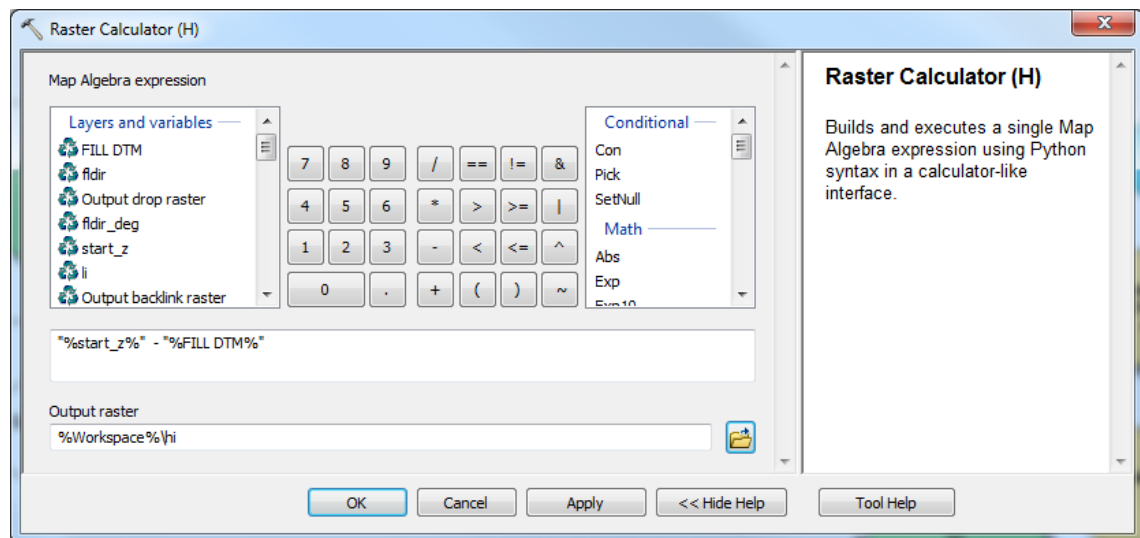


Figura 170 - Calcolo della distanza verticale (H)

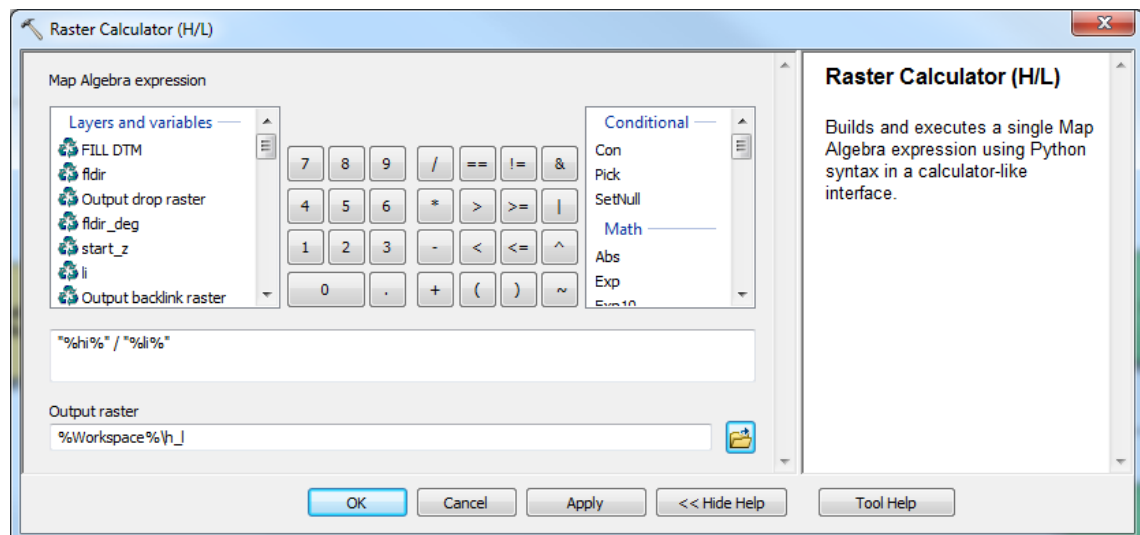


Figura 171 - Calcolo del Rapporto H/L

Valori ragionevoli sono calcolabili tramite dati empirici ottenuti simulando fenomeni per i quali questo modello è stato creato. Nel nostro caso, il valore limite scelto è stato 0,33 (corrispondente 18° di pendenza) il quale tiene conto

della componente solida di una colata (detrítica o valanghiva) che non è dunque interamente liquida. Verranno, quindi, prese in considerazione solo le celle che avranno un valore superiore alla condizione d'arresto scelta:

$$\frac{H}{L} \geq 0,33.$$

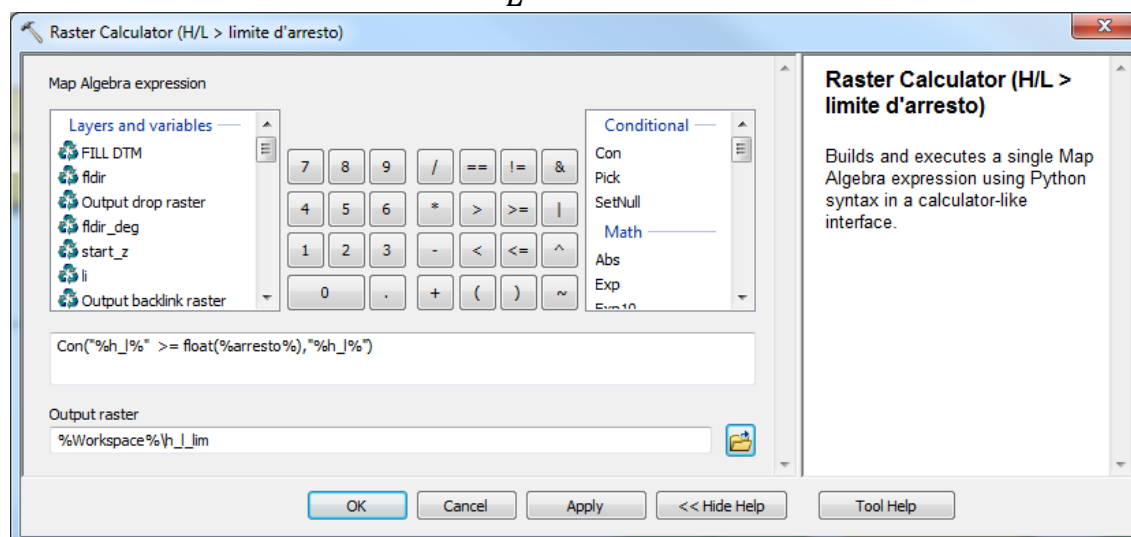


Figura 172 - Impostazione della condizione d'arresto H/L_{lim}

14.2.3.3 PQI LIMITE

Come ultimo passaggio, si calcola il Pq limite finale, ottenuto tramite l'intersecazione tra il Pq ottenuto precedentemente e l'H/L limite. Questo valore rappresenta l'effettiva zona di pericolosità del fenomeno (Figura 173).

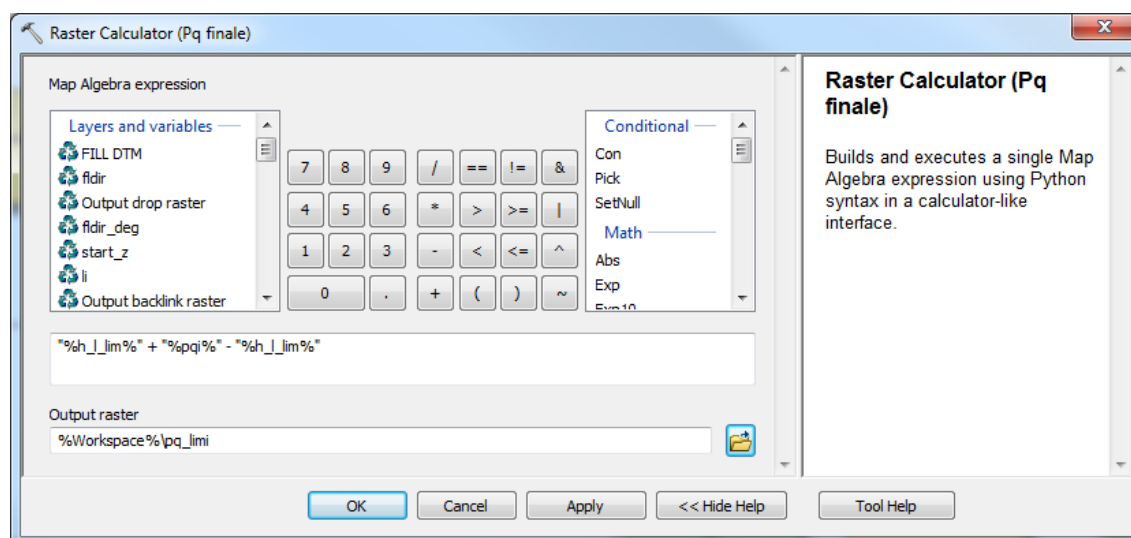


Figura 173 - Applicazione della condizione d'arresto all'indice Pq

Il modello finale risultante in model builder è riportato in Figura 174.

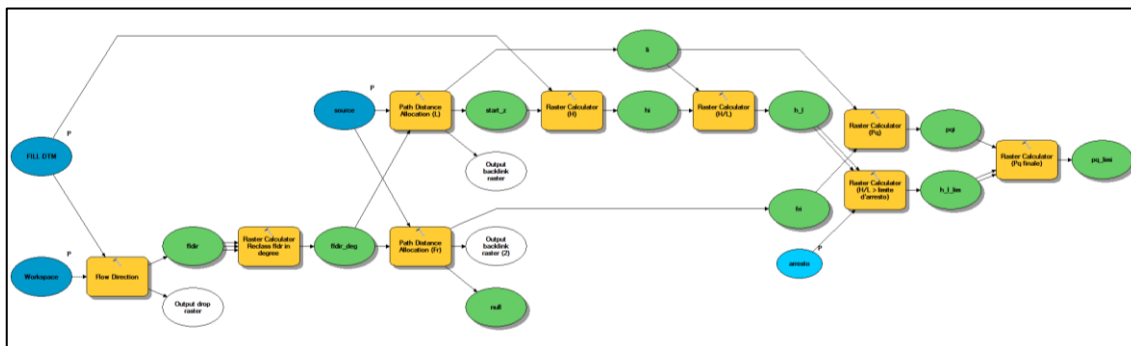


Figura 174 - Model Builder del MSF

Nel bacino di Mascognaz sono stati presi in considerazione 3 punti sorgente posti in corrispondenza di alcuni canali che in passato sono stati soggetti ad eventi di debris e sono periodicamente interessati da valanghe in periodo invernale/primaverile.

I source points considerati sono posti rispettivamente a quota:

- Source 1 = 2604 m s.l.m.
- Source 2 = 2447 m s.l.m.
- Source 3 = 2352 m s.l.m.

I risultati dell'applicazione del modello di simulazione di trasporto di massa sono riportati in Figura 175.

Infine, il prodotto di simulazione, confrontato con l'area di invasione delimitata a seguito dell'importante evento avvenuto nell'alluvione del 2000, risulta attendibile e realistico (Figura 176).

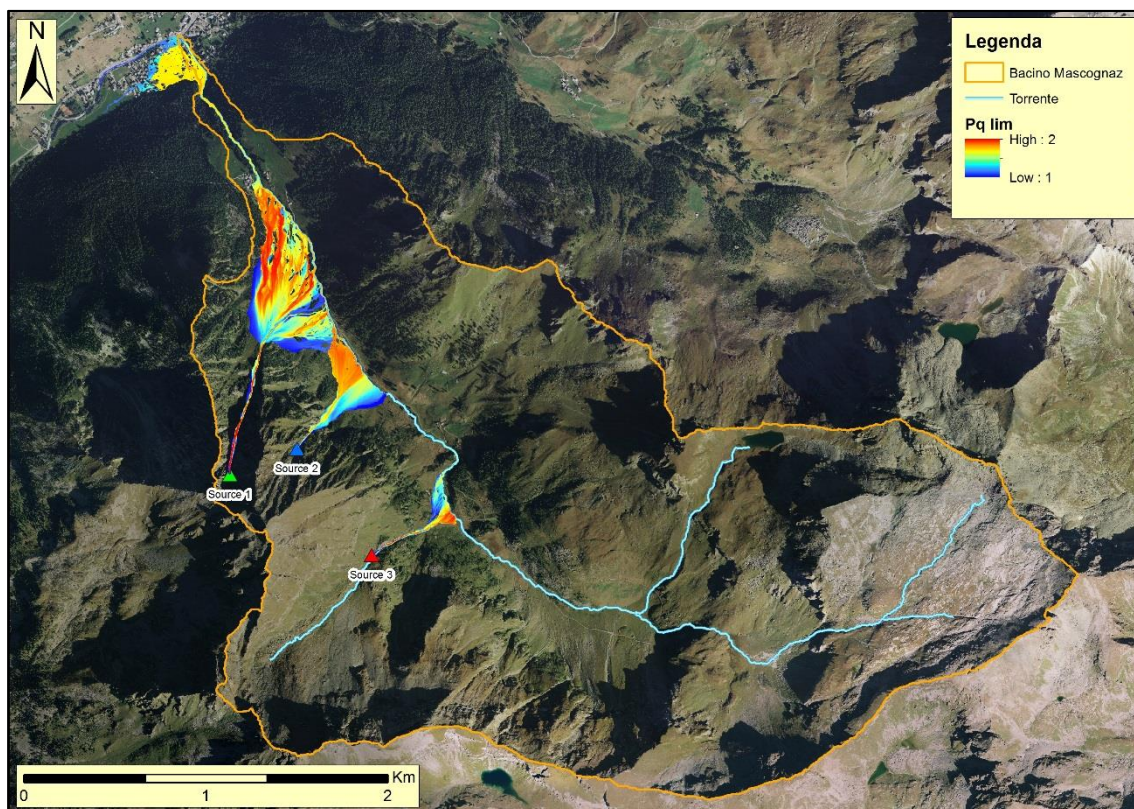


Figura 175 -Calcolo P_q limite nel bacino di Mascognaz

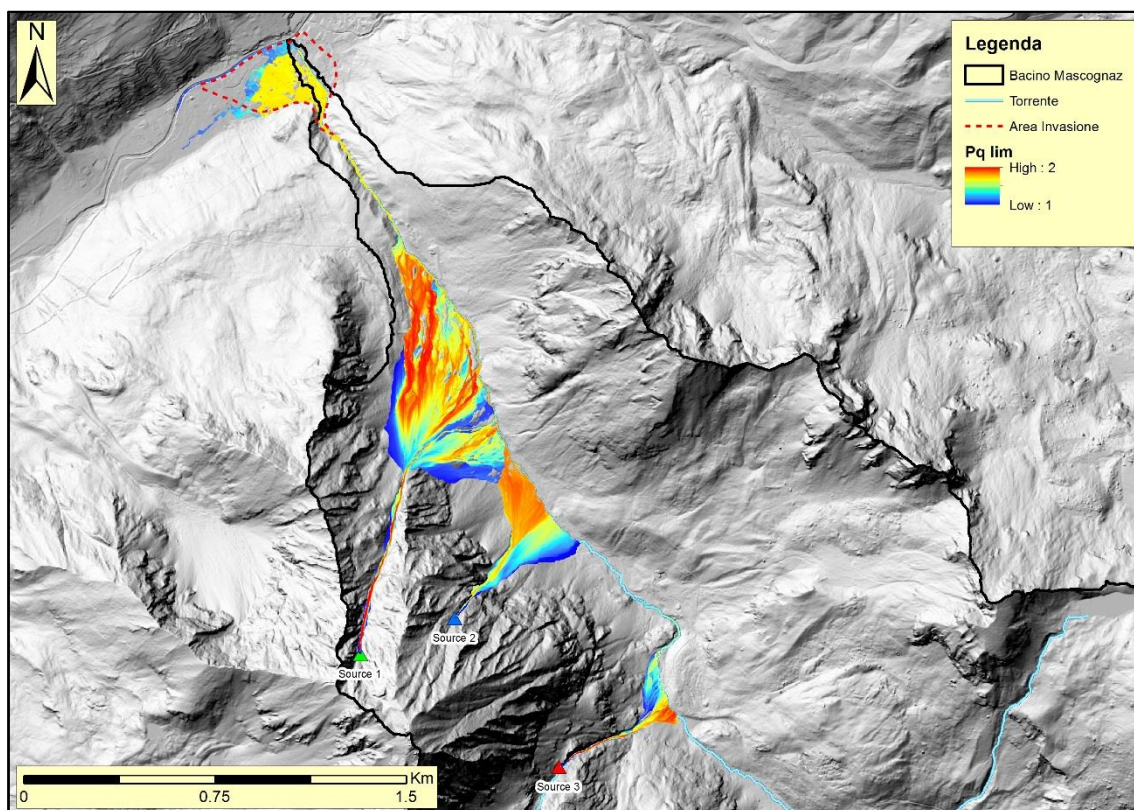


Figura 176 - Confronto con Perimetro Area invasione Alluvione 2000

14.3 IL MODELLO MASS TRANSPORT AND DEPOSITION (MTD)

L'algoritmo per il calcolo del modello MTD proposto da Gruber (Gruber, 2007) simula, in modo empirico, i processi di redistribuzione gravitativa della massa, e viene tipicamente utilizzato per simulare il trasporto e il deposito della precipitazione nevosa su aree fortemente acclivi.

La massa nevosa massima (D_{max}), espressa in Kg/m^2 , che una cella può accumulare in funzione della pendenza del pendio β è calcolata come:

$$D_{max} = \begin{cases} \left(1 - \frac{\beta}{\beta_{lim}}\right) \cdot D_{lim} & \text{se } \beta < \beta_{lim} \\ 0 & \text{se } \beta \geq \beta_{lim} \end{cases}$$

Dove:

- D_{lim} [Kg/m^2] è il deposito limite, deposito massimo che può accumularsi su un piano orizzontale;
- β_{lim} [°] è la pendenza limite al disotto della quale è consentito un certo accumulo.

Questo algoritmo è stato, anch'esso, implementato all'interno del pacchetto gratuito promosso dal Geoportale Nazionale AdB-Toolbox (già citato nei capitoli precedenti), nell'estensione delle analisi geomorfometriche (Figura 177).

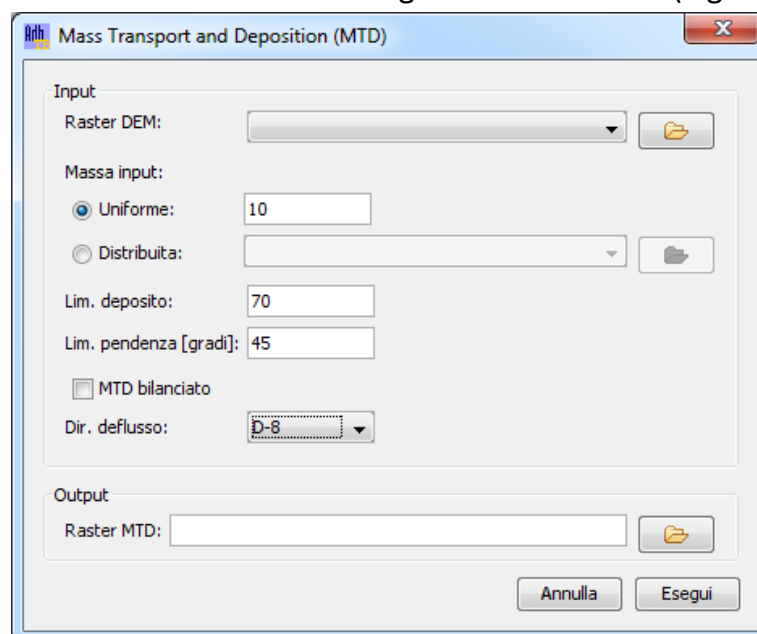


Figura 177 - MTD tool dell'ADB-Toolbox

Lo strumento mette a disposizione quattro diversi algoritmi per il calcolo delle direzioni di deflusso. Oltre ai classici D8, D_{∞} e MultiFlow, è presente anche una variante del D_{∞} in cui la direzione di deflusso è limitata ad un massimo di due

delle quattro celle cardinali, con esclusione delle diagonali, in modo da contenere ulteriormente la dispersione.

Lo strumento permette di impostare una massa iniziale spazialmente uniforme oppure di specificare un raster con l'informazione distribuita sulla massa stessa. MTD risulta pari a 0 nei punti con pendenza superiore a β_{lim} pari a 1 nei punti non interessati dal fenomeno e maggiore di 1 nelle zone di accumulo. La somma totale dei valori di MTD di ciascun pixel può venire infine bilanciata per rispettare la conservazione della massa.

Per quanto riguarda il sito studio del bacino di Mascognaz è stato considerato come D_{lim} un valore di 655 kg/m^2 rappresentante il massimo valore registrato dallo Snow Scale della stazione meteorologica installata in situ.

Come pendenza limite di accumulo è stato considerato un β_{lim} pari a 39° di pendenza, sulla base delle misurazioni e delle valutazioni effettuate in campo.

Infine, per quanto riguarda la massa di input iniziale, sono stati eseguiti due test, uno con una massa iniziale uniforme di 260 kg/m^2 caratterizzata da una altezza della neve media di 1 m ed una densità nivale media di 260 Kg/m^3 .

La simulazione è stata inoltre eseguita considerando l'algoritmo D-Inf corretto sulle 8 direzioni principali per la valutazione delle direzioni di flusso ed è stata eseguita sul raster ottenuto dal TLS "degradato" ad 1m di risoluzione per poter permettere il calcolo computazionale (altrimenti non possibili per via delle limitazioni computazionali del pacchetto Open Source) (Figura 178).

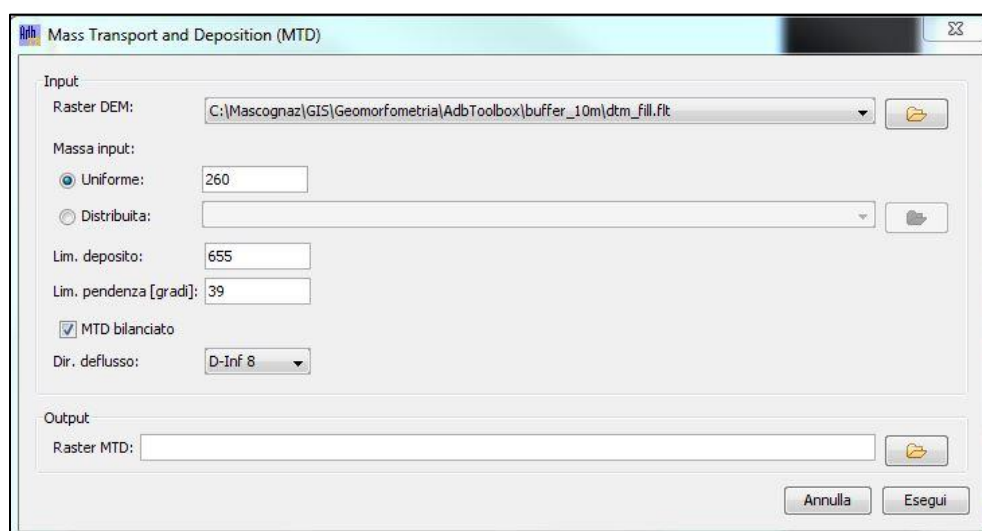


Figura 178 - Input simulazione MTD Uniforme

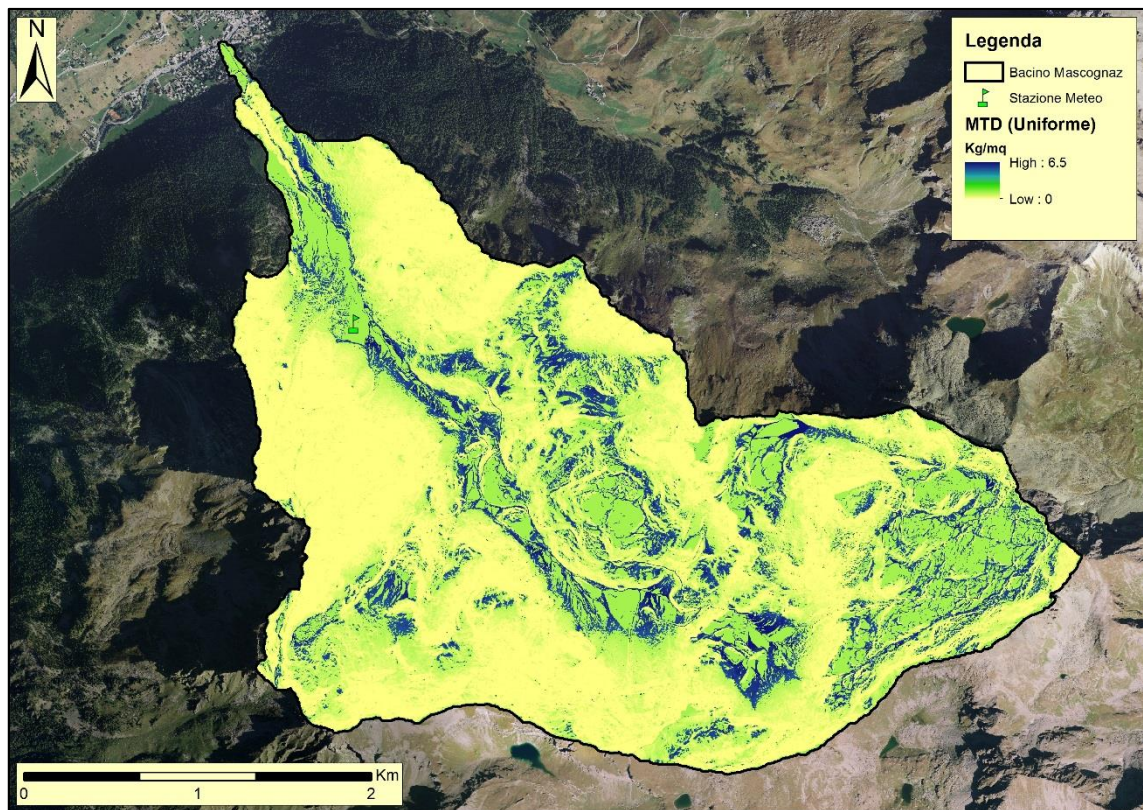


Figura 179 - Ridistribuzione di massa simulata sull'intero bacino

Il secondo test è stato fatto prendendo in considerazione una massa iniziale distribuita derivante dal modello digitale del manto nevoso acquisito con il laser scanner terrestre, combinato ai valori di densità misurati manualmente nell'area di piana ristretta (Figura 180).

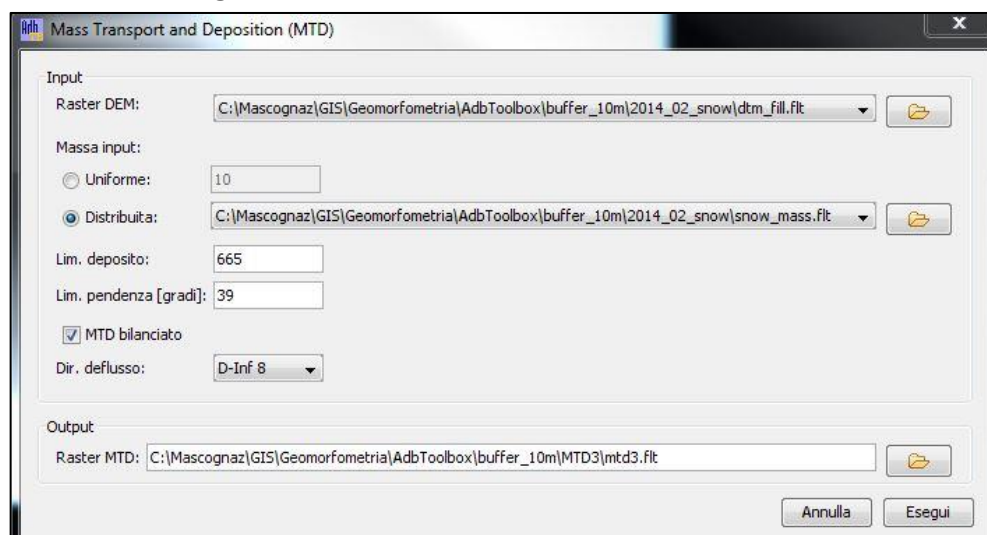


Figura 180 - Input simulazione MTD Distribuita

Il risultato della simulazione è riportato in Figura 181, dove si evidenziano bene le zone in forte pendenza da dove l'accumulo nevoso si può staccare, e le zone di piana interessate dall'accumulo.

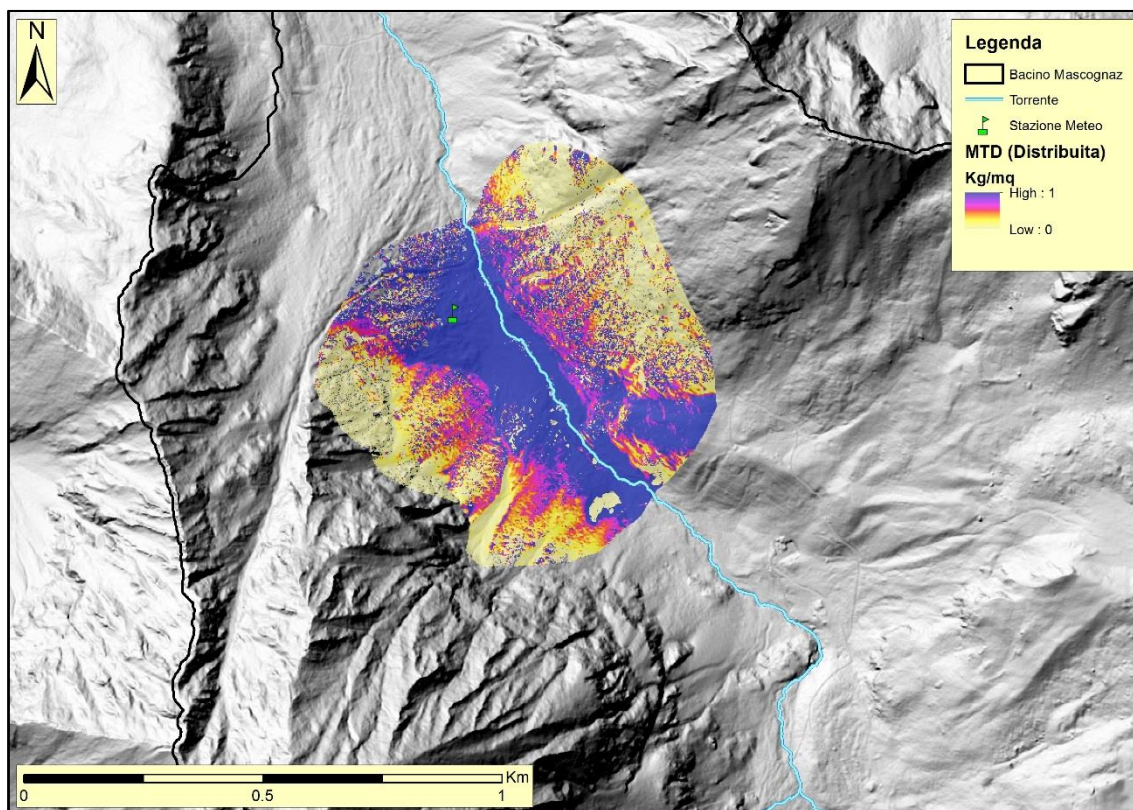


Figura 181 - Ridistribuzione di massa simulata nell'area di piana

Confrontando il risultato con il modello nivale ottenuto dal rilievo laser scanner (Figura 182) si constata come gli accumuli analizzati dal modello restituito, sono quelli effettivamente movimentati e depositati dalla simulazione del modello MTD.

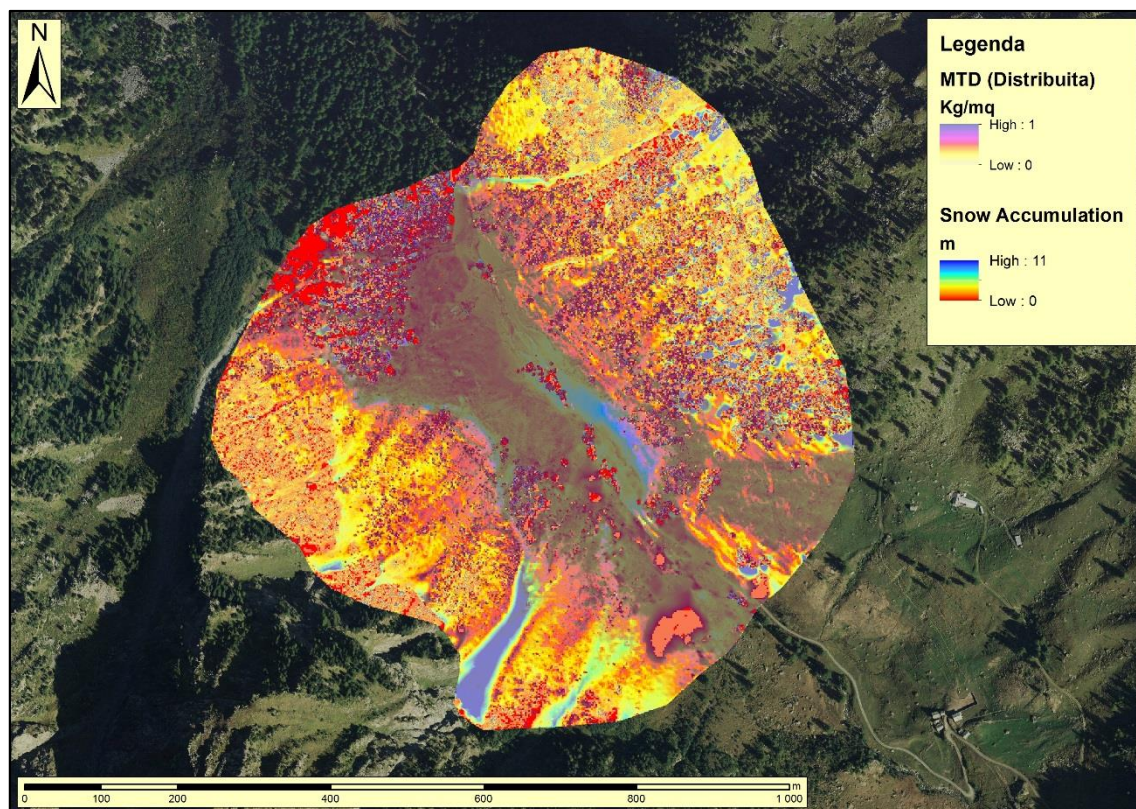


Figura 182 - Confronto degli accumuli calcolati dal DEM nivale (TLS) con i depositi simulati dal MTD (distribuito)

15. LIDAR E POINT CLOUDS

15.1 INTRODUZIONE

Durante l'ultima fase del dottorato ho avuto l'occasione di svolgere un periodo di ricerca all'estero di 6 mesi presso la Flinders University di Adelaide, dove ho collaborato con l'Airborne Research Australia. L'obiettivo di questo periodo è stato quello di approfondire le mie conoscenze su Lidar e fotogrammetria aerea, a partire dalla tecnologia utilizzata, per passare alla pianificazione del rilievo aereo e alla fase di post processing dei dati acquisiti con piattaforme di aeree. Un'attenzione particolare è stata rivolta al Lidar che rappresenta la forma di acquisizione principale per la generazione dei modelli digitali di elevazione ad alta risoluzione utilizzati al giorno d'oggi e che sono stati utilizzati come strumento base per l'analisi di questa tesi.

15.2 AIRBORNE RESEARCH AUSTRALIA (ARA)

L'*Airborne Research Australia* (ARA) è un centro di ricerca no-profit 100% autofinanziato ed affiliato alla *School of Environment* della *Flinders University*.

L'attività principale dell'ARA è quella di utilizzare piattaforme aeree (*special mission aircraft*) per un'ampia gamma di applicazioni e progetti, principalmente per ricerca ambientale e sviluppo. La gran parte di questi progetti sono basati su collaborazioni con colleghi, università e istituti di ricerca australiani o internazionali.

L'ARA utilizza specifici ultraleggeri per montare sensori sofisticati in grado di rilevare parametri atmosferici e superficie terrestre. L'integrazione, semplice e personalizzabile, di strumentazione complessa su aeromobili, le cui componenti vengono realizzate, modificate e adattate in loco, rappresenta il *core business* dell'attività dell'ARA.

Lo staff dell'ARA, composto da fisici, ingegneri, tecnici, piloti, personale operativo e partners, costituisce un team di esperti che garantiscono i migliori risultati ottenibili nei progetti di ricerca.

La strumentazione attualmente adoperabile dall'ARA consiste in:

LiDAR:

Full waveform scanning LiDAR RIEGL Q560

(up to 240kHz pulse rate, operating at 1550nm)

Full waveform scanning LiDAR RIEGL Q680i-S

(up to 400kHz pulse rate, operating at 1064nm)

Bathymetric scanning LiDAR RIEGL VQ820G

(operating at 532nm)

HYPERSENSPECTRAL & SPECTRAL:

Hyper-spectral scanner SPECIM EAGLE II

(optimised ARA version, VNIR 400-1000nm, up to 488 bands, 1024 pixels/line)

Hyper-spectral scanner SPECIM HAWK

(optimised ARA version, SWIR 970-2500nm, up to 254 bands, 320 pixels/line)

Tri-spectral imager MosaicMill CANON 6D

(red, green, nir - mainly for ndvi - 21 MPix)

Tri-spectral scanner ARA/AWI TLS

(red, green, nir - mainly for ndvi - 2048 cross-track pixels, 50lps)

Single Band line scanner RUNNER

(single band btw 390 and 1050nm - 2048 cross-track pixels, >1KH lps)

MICROWAVE:

Passive microwave L-Band radiometry

(for soil moisture, sea surface / river salinity)

Passive microwave P-, Ka- Ku-Band radiometry

(for soil moisture, sea surface / river salinity)

Active L-Band microwave SAR, InSAR

(for high-res soil moisture, salinity, vegetation)

THERMAL INFRARED:

Thermal Infrared imager

(FLIR A615 & S60)

ATMOSPHERIC PARAMETERS:

METpod, BATprobe and Z-Probe

(Air Temperature, Humidity, 3D-wind vector, Air Pressure)

AIRBORNE EDDY-CORRELATION (FLUXES)

(for airborne flux measurements of heat, water vapour and CO2)

TRACE GASES, PARTICLES, AEROSOL:

Meteorological trace gas, particle and aerosol sensors

Quantum-cascade laser gas analysers

(for methane, ammonia, nitrous oxide in ppb-range)

15.3 IL LiDAR

La necessità di avere a disposizione modelli digitali del terreno sempre più accurati, per rispondere alle più svariate esigenze di studio del territorio, è sempre più pressante. Numerose sono le applicazioni che utilizzano rappresentazioni digitali della morfologia del terreno come base informativa fondamentale in vari settori applicativi dell'ingegneria e della pianificazione e gestione territoriale, come pure per finalità di ricerca in geomorfologia, idrologia, ecologia ed applicazioni forestali. In questo senso, la tecnologia LiDAR (Light Detection and Ranging) rappresenta uno strumento in grado di contribuire significativamente ad una miglior rappresentazione della morfologia del terreno mediante il rilievo ad alta risoluzione della topografia e, dunque, ad una migliore analisi dei processi di superficie ad essa connessi (Tarolli, et al., 2009), (Cavalli, et al., 2011).

Il sistema LiDAR aerotrasportato ha offerto nuove e interessanti possibilità nel rilievo topografico anche di zone molto articolate, complesse e di difficile accesso come le aree densamente forestate o i piccoli bacini montani oggetto di questo studio.

15.3.1 PRINCIPIO DI FUNZIONAMENTO

La tecnologia LiDAR è basata sulla scansione del territorio sorvolato da un aereo o da un elicottero per mezzo di un telemetro laser che misura la distanza tra il punto di emissione, rappresentato dal telemetro, ed il punto di riflessione corrispondente ad un generico punto appartenente alla superficie rilevata colpito dal laser. (Casella, 2003)

L'impulso elettrico prodotto da un generatore crea un raggio di luce infrarossa (con una divergenza variabile a seconda della qualità dello strumento); il segnale riflesso dall'elemento colpito viene captato da un fotodiodo ricevitore che genera un segnale elettrico di ricezione. Il telemetro misura il tempo Δt , denominato tempo di volo, impiegato dall'impulso laser a percorrere il percorso di andata e ritorno. Il tempo di volo è misurato tramite un orologio con una frequenza stabilizzata al quarzo. La distanza di presa (D) è una funzione del tempo di volo Δt :

$$D = \frac{\Delta t \cdot c}{2}$$

dove c rappresenta la velocità di propagazione del segnale e, quindi, in questo caso, della velocità della luce ($3 \cdot 10^8$ m/sec).

Il risultato fondamentale di un rilievo LiDAR è la restituzione delle coordinate x , y , z di ogni misura. Per calcolare le coordinate dei punti colpiti, oltre alla distanza fra il velivolo ed il punto a terra, è necessario conoscere anche la posizione e l'assetto del velivolo in ogni istante. A questo scopo sono integrati nel sistema LiDAR aerotrasportato un sistema inerziale (INS/IMU) che determina l'assetto del velivolo rilevando i tre gradi di libertà dovuti a rollio, beccheggio e deriva ed un GPS che determina la posizione assoluta del telemetro rispetto al sistema di coordinate di riferimento (Figura 183).

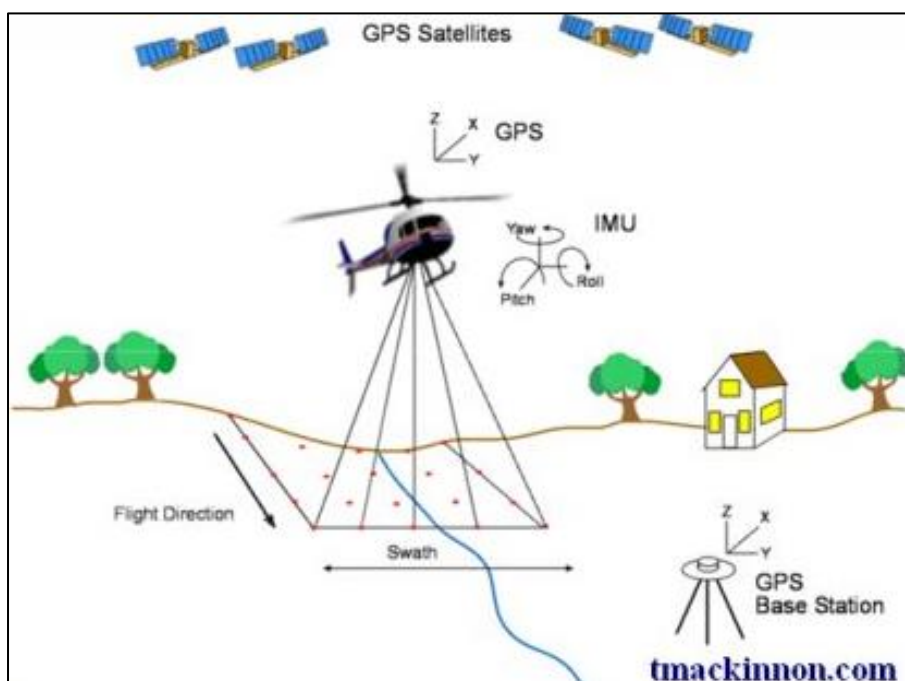


Figura 183 – componenti direzionali e di orientamento del sistema LiDAR

Una delle caratteristiche di maggior delicatezza della tecnologia LiDAR è la dimensione variabile dell'impronta a terra del raggio laser. La dimensione dell'impronta del raggio laser può variare da circa 0.1 m a 2 m ed è proporzionale all'altitudine e all'apertura angolare del sensore e consente di generare echi multipli: ad esempio, quando un raggio incontra la chioma di un albero, una parte del segnale viene riflessa, mentre la rimanente prosegue fino a terra per essere riflessa successivamente. Le riflessioni multiple aumentano notevolmente la probabilità che, anche in zone boscate, una parte dei raggi raggiunga il terreno determinando la quota dei punti a terra. Esse infatti vengono registrate dal ricevitore in tempi diversi consentendo già una prima discriminazione in fase di

registrazione: il primo eco di ritorno (*first pulse*) corrisponderà al primo oggetto incontrato (ad es. chioma di un albero) mentre l'ultimo (*last pulse*) è riconducibile, con molta probabilità, alla quota del terreno sotto copertura. (Cavalli, et al., 2011). Tuttavia bisogna tener presente che non sempre primo e ultimo ritorno corrispondono a quanto aspettato. Possono infatti esserci ulteriori elementi da considerare, uccelli, o direzione del raggio laser, come mostrato in Figura 184.

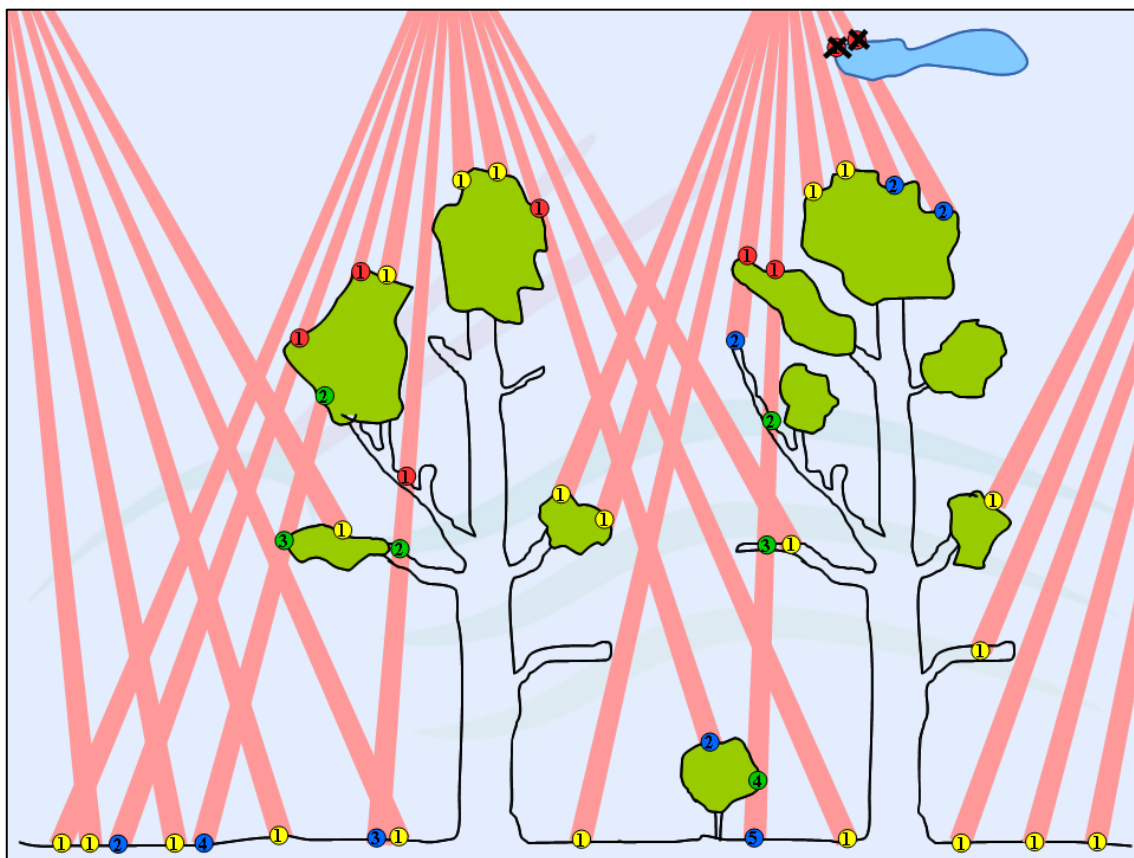


Figura 184 - Esempio degli echi di ritorno di 4 linee di volo su 2 alberi (Isenburg, 2016)

Mediante opportune operazioni di post-processamento basate sull'utilizzo di algoritmi di filtraggio della nuvola di punti rilevati in origine (*raw data*), che contiene quindi dati relativi ad eventuale vegetazione, edifici, veicoli, cavi di linee elettriche, uccelli in volo etc., è possibile derivare mediante la scelta di un opportuno metodo di interpolazione il Modello Digitale del Terreno (DTM) (Pirotti, et al., 2010) costituito dalle quote dei soli punti a terra. Si parla, invece, di Modello Digitale di Superficie (DSM) nel caso di un modello digitale costruito a partire dai dati LiDAR completi, filtrati solo da eventuale rumore.

15.4 LIDAR MOUNT WILSON

Il lavoro di ricerca condotto durante il periodo di permanenza alla Flinders University ha riguardato in particolar modo il test site del Mount Wilson, un'area di 0.5 km² monitorata dal NCGRT (*National Center of Groundwater Research and Training*) per investigare l'interazione acqua-suolo nei meccanismi di evapotraspirazione (Figura 185). Su questo test site è stato condotto un rilievo aereo nel 2013 da parte del ARA per l'acquisizione di Lidar, fotogrammetria e iperspettrale.



Figura 185 - Mount Wilson Test Site

Questo lavoro, in particolare, ha preso in considerazione il dato lidar al fine di individuare una metodologia per l'estrazione delle informazioni relative alla copertura forestale a partire dalla nuvola di punto acquisita (Figura 186).

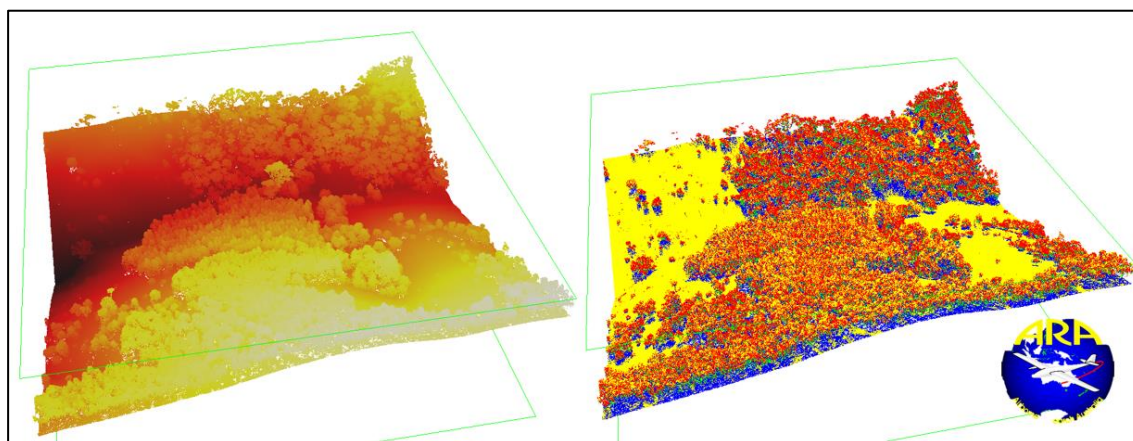


Figura 186 - Porzione della nuvola di punti classificata per altezza ed punti di ritorno

15.5 METODOLOGIA

L'obiettivo della metodologia utilizzata è quella di estrarre le informazioni strutturali degli alberi quali: altezza e area delle chiome (Figura 187).

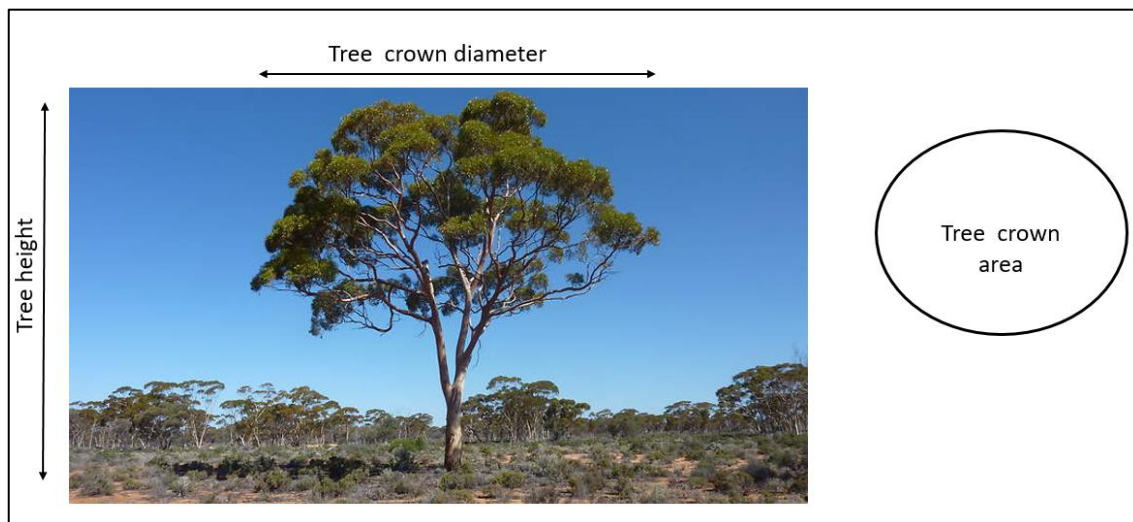


Figura 187 - Informazioni strutturali d'interesse

Queste informazioni possono essere utilizzate per stimare la densità della foresta, stimarne la biomassa, valutare età e salute degli alberi, stimare il contributo all'evapotraspirazione e anche ridurre il lavoro di campo per la catalogazione forestale.

La metodologia utilizzata è implementata utilizzando, in una prima fase, il software Lastool (Rapidlasso) per il trattamento della nuvola di punti in formato *.las e, in una seconda fase, il software ArcGIS (esri) per l'analisi dei dati raster e l'estrazione vettoriale delle informazioni cercate.

15.5.1 LASTOOLS

Lastools è un software mantenuto da Martin Isenburg di Rapidlasso per il processamento dei dati lidar in formato LAS.

Il workflow di lavoro eseguito in lastool è suddiviso in 4 step principali (Figura 188):

- Step1 – Lidar point cloud & Flightlines Quality check
 - lasview
 - lasinfo
 - lasoverlap
- Step2 – Point cloud classification
 - lastile
 - lasnoise
 - lasground
 - lasclassify
- Step3 – DTM and DSM point cloud filtering
 - lasheight
 - las2las
- Step4 – Spike-free algorithm for Canopy Height Model (CHM) generation
 - Compute height (Normalized vegetation) above the ground



Figura 188 - Workflow metodologico in lastool

1. Verifica delle informazioni associate al dato las (versione las, numero di punti, sistema di riferimento, densità, punti di ritorno).

```
reporting all LAS header entries:
file signature:      'LASF'
file source ID:      0
global_encoding:     0
project ID GUID data 1-4: 00000000-0000-0000-0000-000000000000
version major.minor: 1.2
system identifier:    'LASTools (c) by Martin Isenburg'
generating software:  'lasground (130225) academic'
file creation day/year: 168/2013
header size:         227
offset to point data: 313
number var. length records: 1
point data format:    1
point data record length: 28
number of point records: 77789925
number of points by return: 0 0 0 0
scale factor x y z:   0.01 0.01 0.01
offset x y z:         0 0 0
min x y z:            283888.77 6099770.88 212.89
max x y z:            285685.83 6101507.17 499.42
variable length header record 1 of 1:
reserved             43707
user ID              'LASF_Projection'
record ID             34735
length after header   32
description            'Georeferencing Information'
GeoKeyDirectoryTag version 1.1.0 number of keys 3
  key 1024 tiff_tag_location 0 count 1 value_offset 1 - GTModelTypeGeoKey: ModelTypeProjected
  key 4099 tiff_tag_location 0 count 1 value_offset 9001 - VerticalUnitsGeoKey: Linear_Meter
  key 3072 tiff_tag_location 0 count 1 value_offset 28354 - ProjectedCSTypeGeoKey: GDA84 / MGA 54S
LASzip compression (version 2.1r0 c2 50000): POINT10 2 GPSTIME11 2
reporting minimum and maximum for all LAS point record entries ...
X      28388877 28568583
Y      609977088 610150717
Z      21289 49942
intensity 9 7004
return_number 0 7
number_of_returns 0 7
edge_of_flight_line 0 0
scan_direction_flag 0 0
classification 1 2
scan_angle_rank -29 30
user_data 0 255
point_source_ID 21 32
gps_time 5719.002618 7763.999998
number of first returns: 53937782
number of intermediate returns: 7241619
number of last returns: 53938031
number of single returns: 37327688
covered area in square meters/kilometers: 1652208/1.65
point density: all returns 47.08 last only 32.65 (per square meter)
spacing: all returns 0.15 last only 0.18 (in meters)
```

Figura 189 - report informativo sul dato Lidar in formato .las

Verifica della qualità delle strisciate aeree in termini di copertura e sovrapposizione (Figura 190):

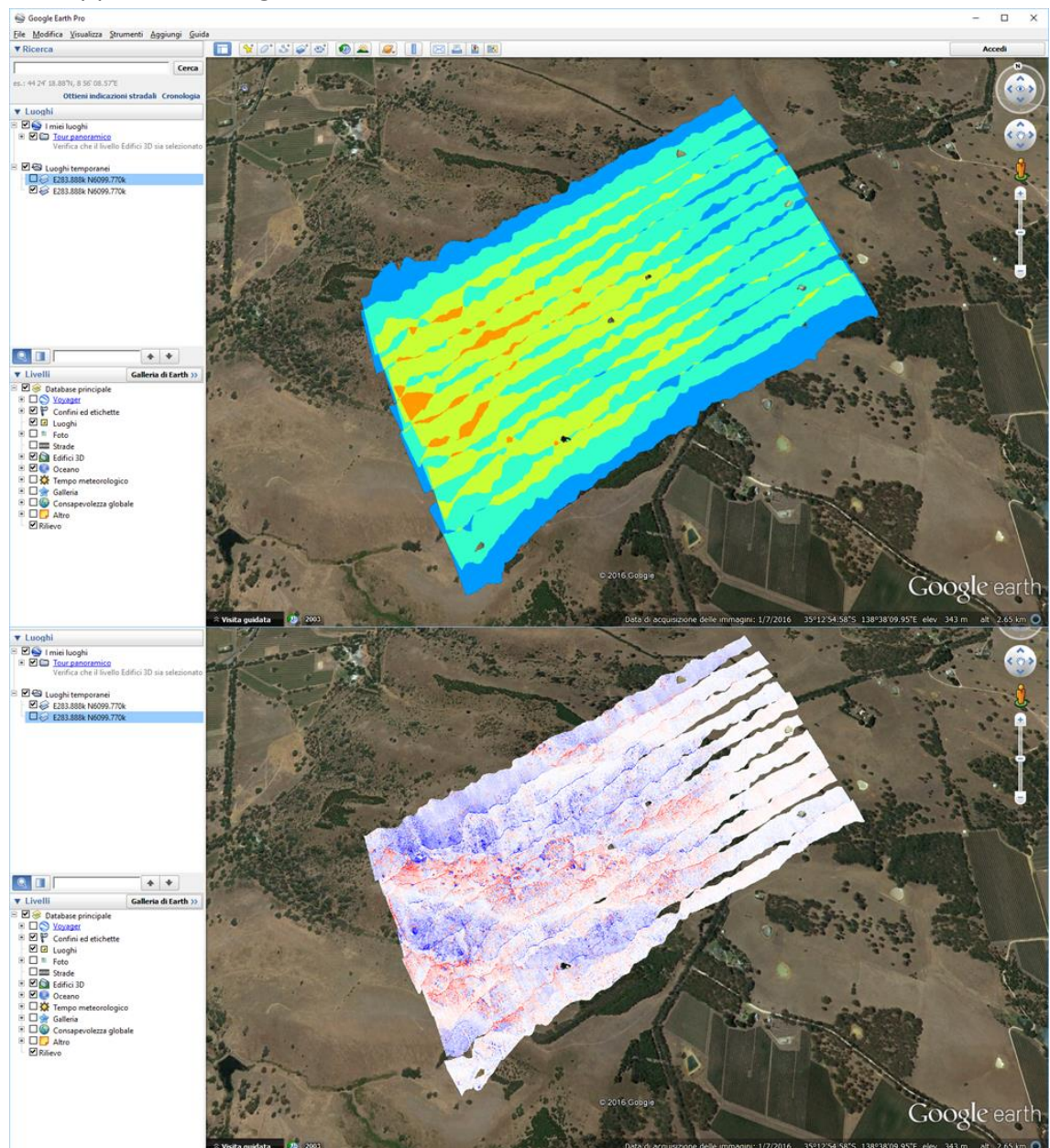


Figura 190 - copertura strisciate di volo

2. Filtraggio dal rumore e classificazione della nuvola di punti secondo le specifiche predefinite dall'*American Society for Photogrammetry and Remote Sensing* (ASPRS). La tabella seguente riporta la lista dei codici di classificazione LAS aggiornata all'ultima versione LAS 1.4.

Tabella 14 - Codici classificazione LAS secondo le specifiche ASPRS

Codice di Classificazione	Significato
0	Created, Never classified
1	Unassigned
2	Ground
3	Low Vegetation
4	Medium Vegetation
5	High Vegetation
6	Building
7	Low Point (noise)
8	Model Key-point (mass point)
9	Water
10	Rail
11	Road Surface
12	Overlap Points
13	Wire - Guard (Shield)
14	Wire - Conductor (Phase)
15	Transmission Tower
16	Wire-Structure Connector (Insulator)
17	Bridge Deck
18	High Noise
19-63	Reserved for ASPRS Definition
64-255	User Definable

N.B. Le versioni LAS 1.1 – 1.3 supportano solo la codifica per le classi da 0 a 31.

Il dataset in esame, facendo parte di un area naturale, è stato classificato nelle 2 classi principali: ground e vegetation (Figura 191) .

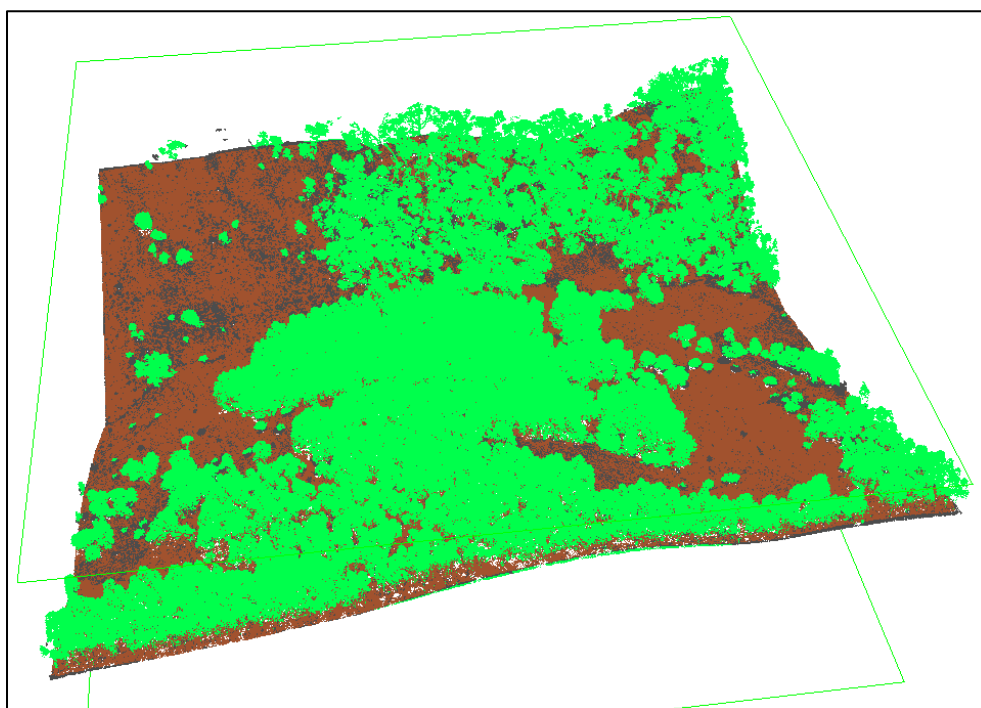
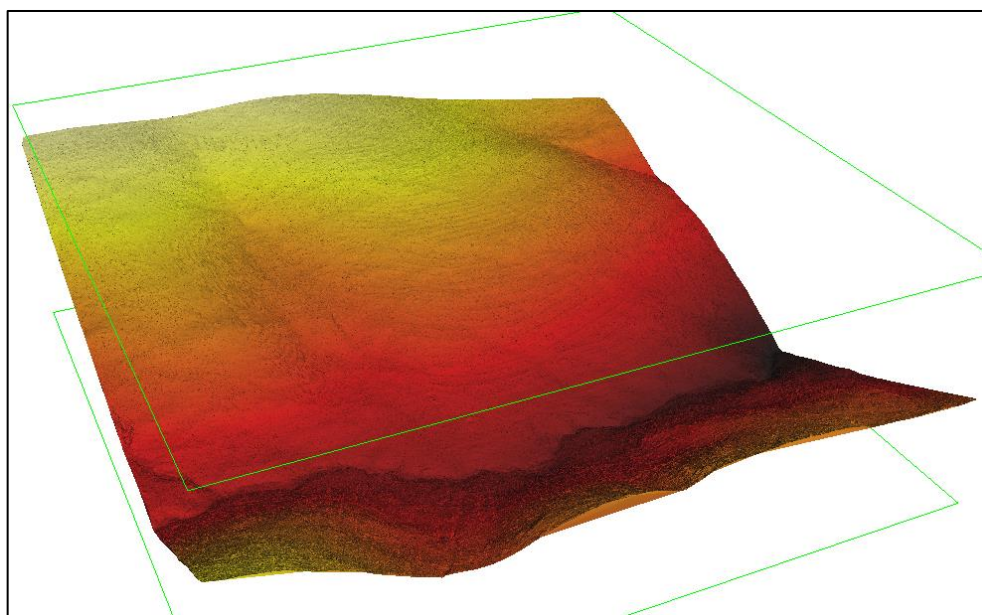
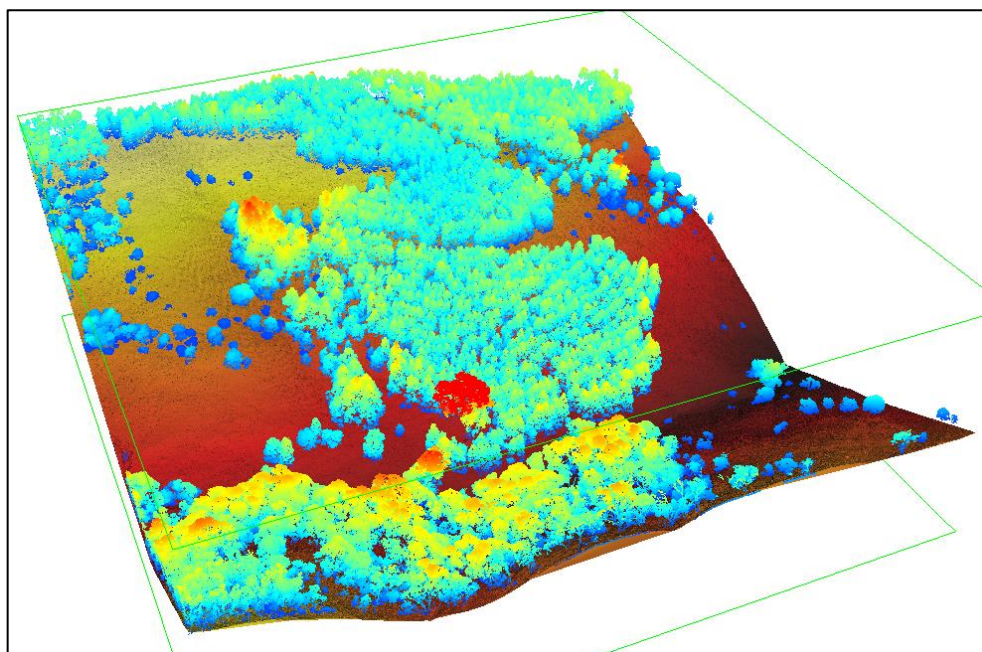


Figura 191 - classificazione della nuvola di punti in terreno (marrone) e vegetazione (verde)

3. Creazione di DTM (Figura 192) e DSM (Figura 193) a partire dalla nuvola di punti correttamente classificata. La creazione del modello di superficie avviene dapprima realizzando un TIN, dopodiché, una volta appurata la correttezza della classificazione si può generare il raster grid in GIS (Figura 194 e Figura 195).

*Figura 192 – DTM**Figura 193 - DSM*

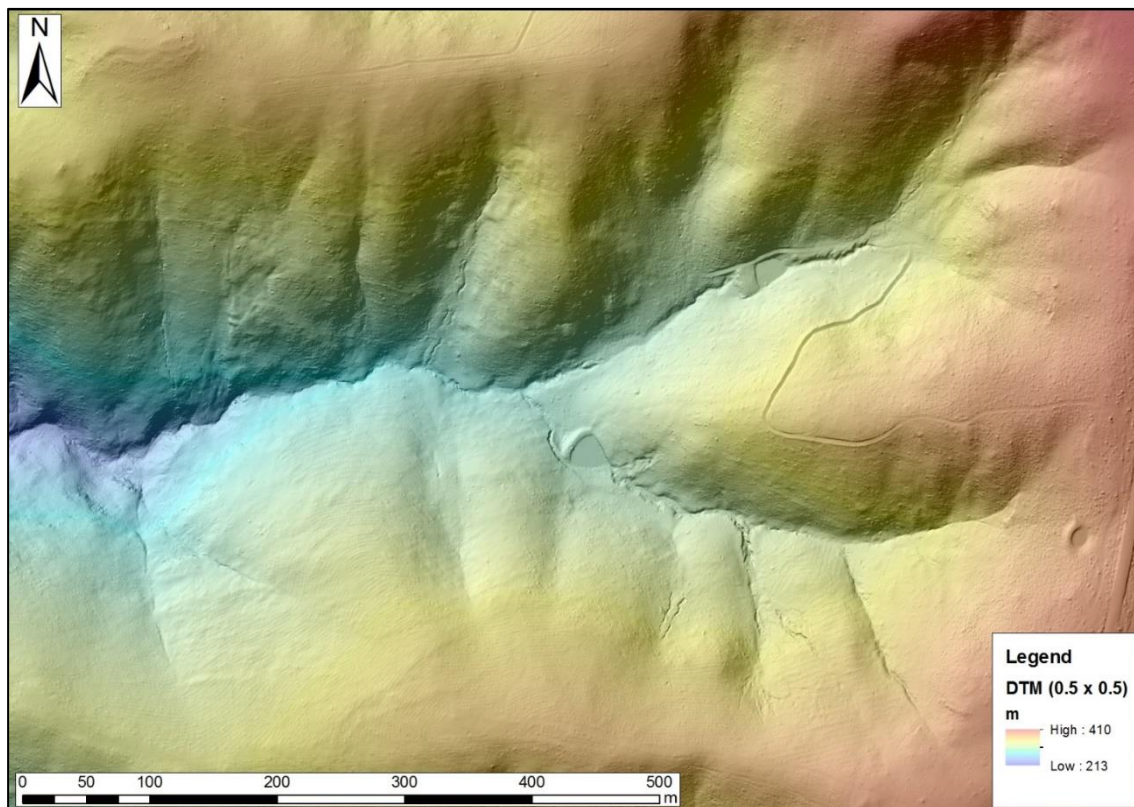


Figura 194 - Raster DTM del test site Mount Wilson

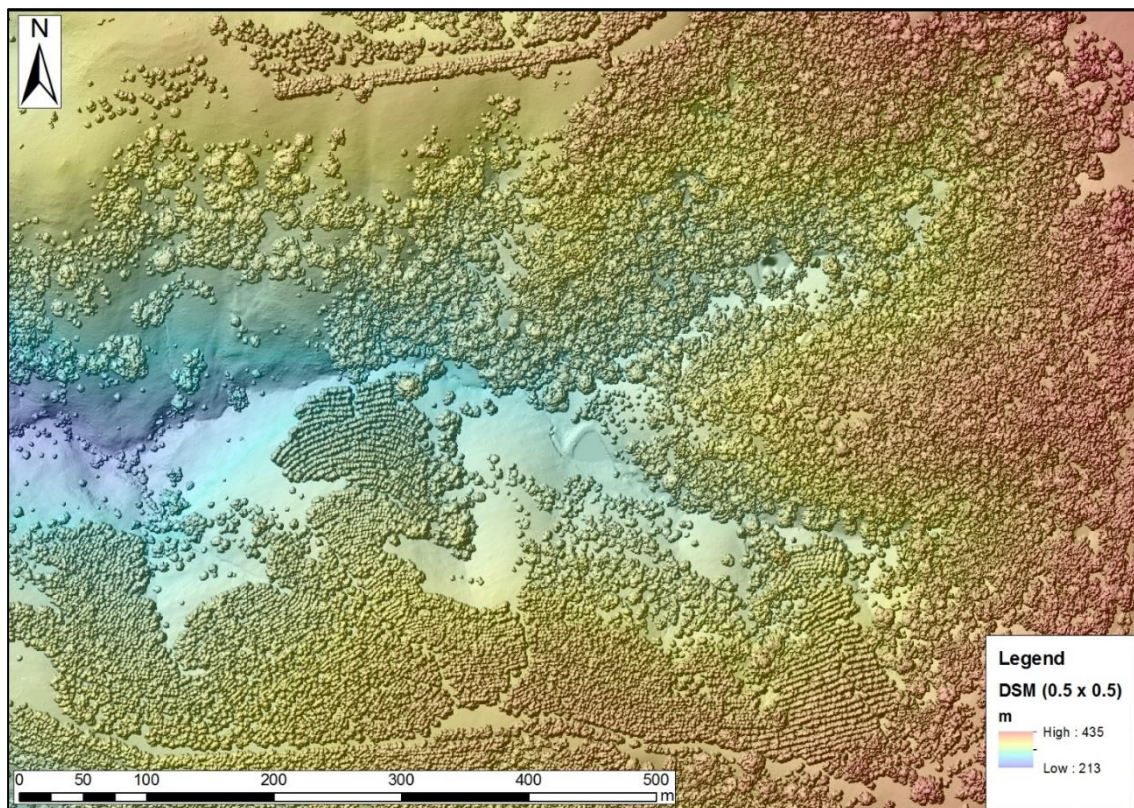


Figura 195 - Raster DSM del test site Mount Wilson

4. Creazione di un modello digitale delle chiome (CHM). Generalmente il CHM derivante da lidar corrisponde al DSM normalizzato (nDSM) il quale viene usato per estrarre informazioni forestali rilevanti (Bortolot, et al., 2005) (Forzieri, et al., 2009). Tuttavia questo approccio si porta dietro gli errori dovuti all'interpolazione dei punti di primo arrivo nella generazione dei DSM. Come già spiegato in precedenza, i punti di primo arrivo possono infatti corrispondere a punti di terreno anche in presenza di vegetazione. L'interpolazione che ne consegue genera quindi dei "pit" nel modello finale (Figura 196).

In questo caso, a differenza del classico metodo di derivazione del CHM, è stato utilizzato l'algoritmo pit free (Khosravipour, et al., 2014) che a sua volta deriva dal TIN generato con l'algoritmo Spike-free proposto da Khosravipour (Khosravipour, et al., 2016) e implementato in Lastools. Questi algoritmi consentono di generare il raster CHM prendendo in considerazione tutti i punti di arrivo ed evitando così dei "buchi" nel modello finale (Figura 196).

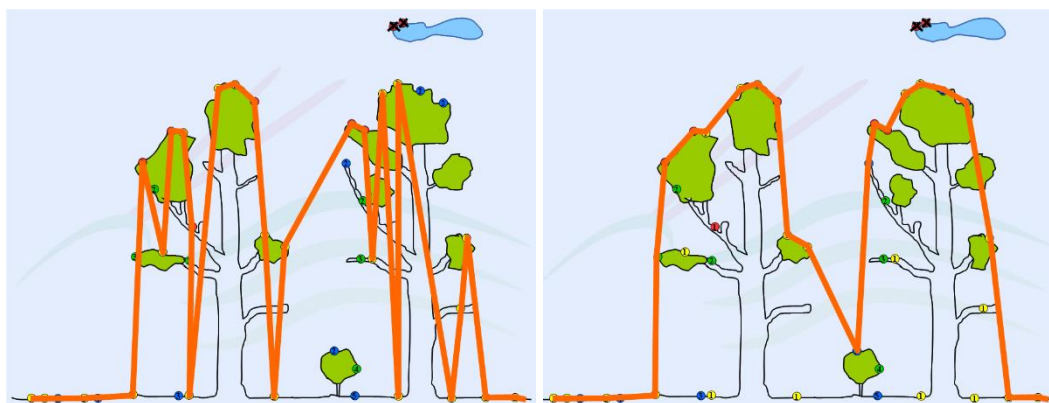


Figura 196 - Standard CHM (punti di primo arrivo) vs CHM spike free TIN (tutti i punti) (Isenburg, 2016)

Questo algoritmo è implementato anche nella toolbox di lastools compatibile con ArcGIS. Il modello che ne deriva sul test site in esame è riportato in Figura 197 dal quale si nota l'omogeneità nella rappresentazione delle chiome senza alterazioni. Da qui si può pertanto individuare correttamente la distribuzione dell'altezza degli alberi.

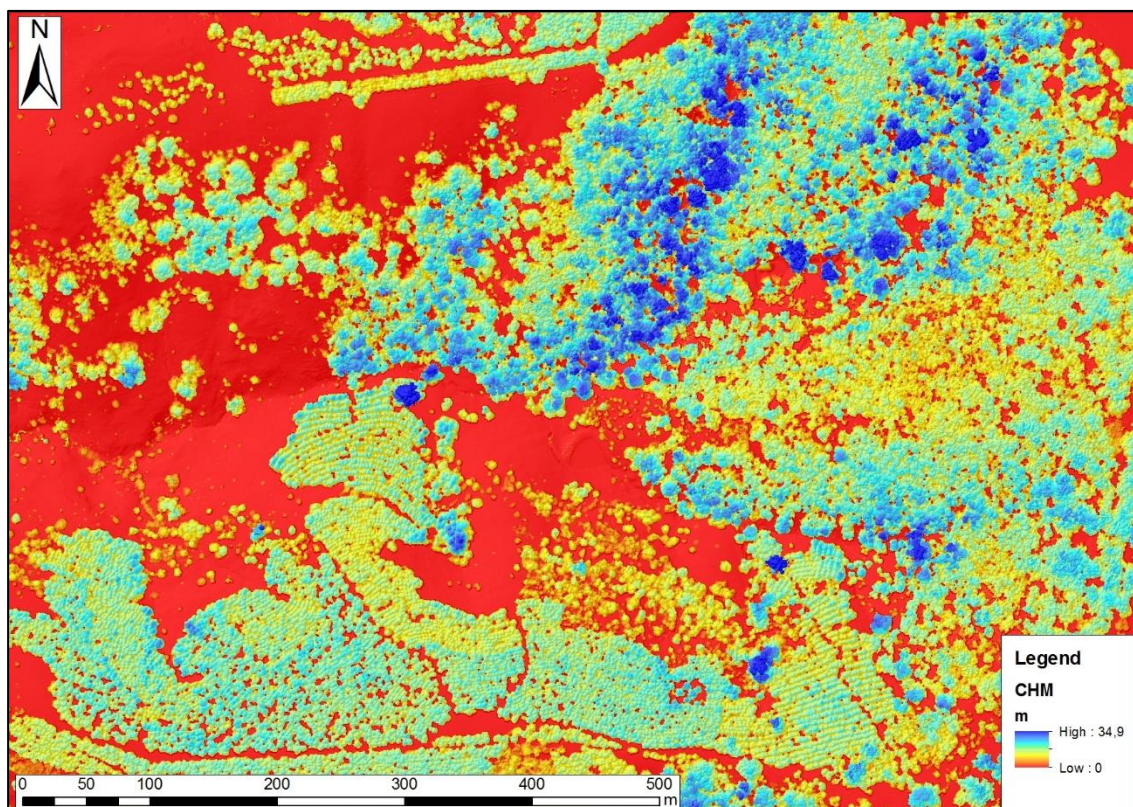


Figura 197 - raster CHM pit free

15.5.2 WATERSHED DELINEATION IN ARCGIS

L'obiettivo di questa metodologia è quello di estrarre l'altezza dei singoli alberi e delinearne la chioma a partire dal raster CHM generato nella fase precedente. La metodologia utilizzata mira ad imitare il comportamento di un bacino idrologico. L'approccio consiste, infatti, nell'invertire il modello delle chiome (CHM) andando a considerare ogni singola chioma come un piccolo bacino e delineandone lo spartiacque.

Il workflow di lavoro eseguito in arcmap è riportato in Figura 198.

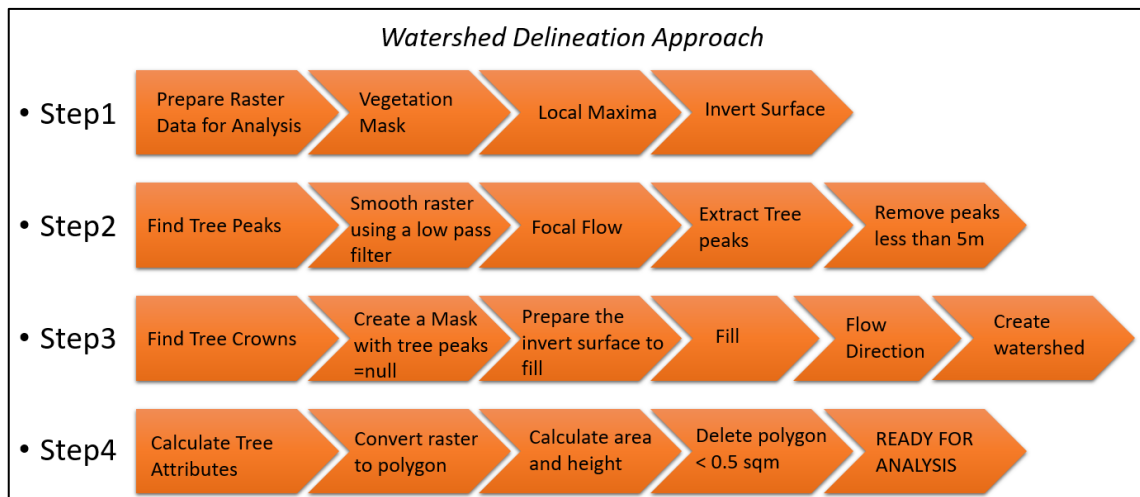


Figura 198 - workflow metodologico in ArcMap

1. Preparazione della superficie invertita

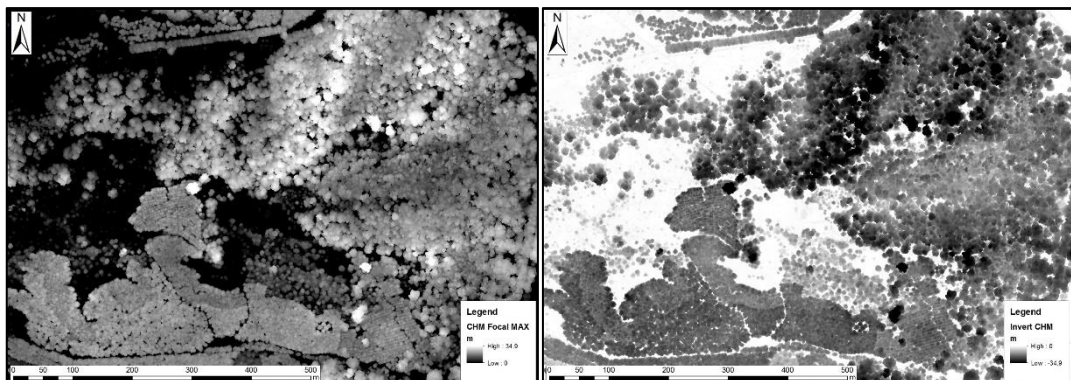


Figura 199 - Inversione del modello di superficie CHM

2. Estrazione delle cime degli alberi

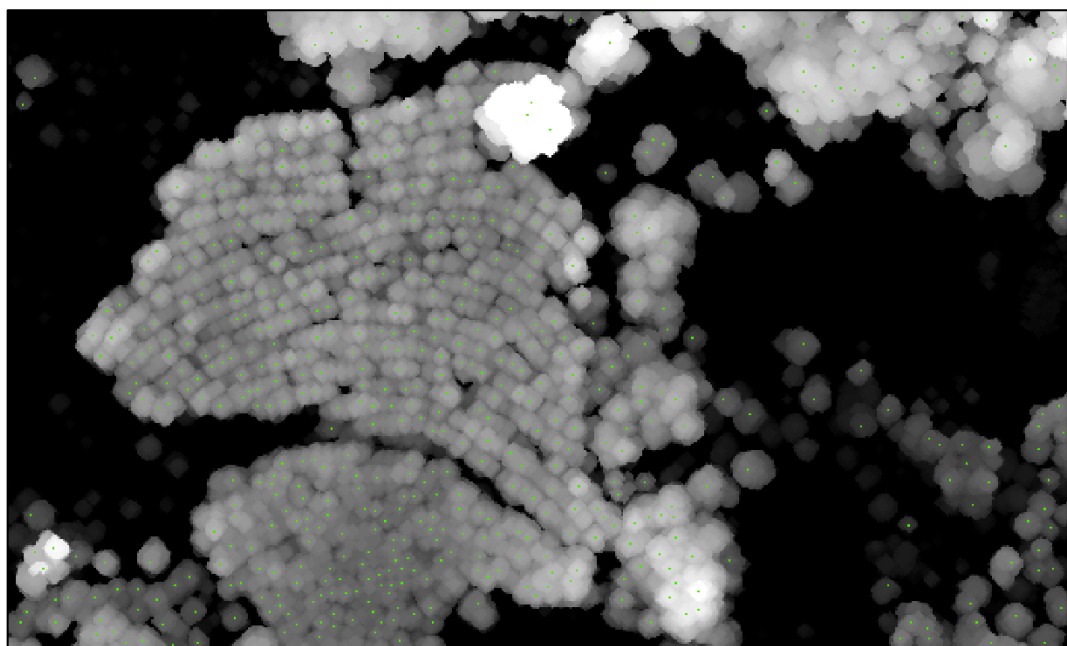


Figura 200 - Individuazione delle cime degli alberi

3. Estrazione delle chiome degli alberi (watershed delineation)



Figura 201 - Individuazione delle chiome degli alberi

4. Calcolo attributi relativi a altezza alberi e area delle chiome



Figura 202 - Copertura forestale vettorializzata del test site Mount Wilson

La metodologia proposto ha, dunque, permesso di estrarre e vettorializzare le cime e le chiome degli alberi unitamente agli attributi di altezza e copertura areale. Queste informazioni si rilevano fondamentali per poter avviare un'analisi statistica sulla copertura forestale intesa come densità arborea, stima della biomassa, valutazione dell'età e della crescita boschiva.

I limiti di questo approccio sono legati all'incertezza nell'individuazione puntuale della cima degli alberi laddove la tipologia arborea genera una chioma che può aprirsi e dividersi in due o più picchi, oppure se l'area boschiva è molto fitta e uno o più alberi coprono gli alberi adiacenti più piccoli (Figura 203).

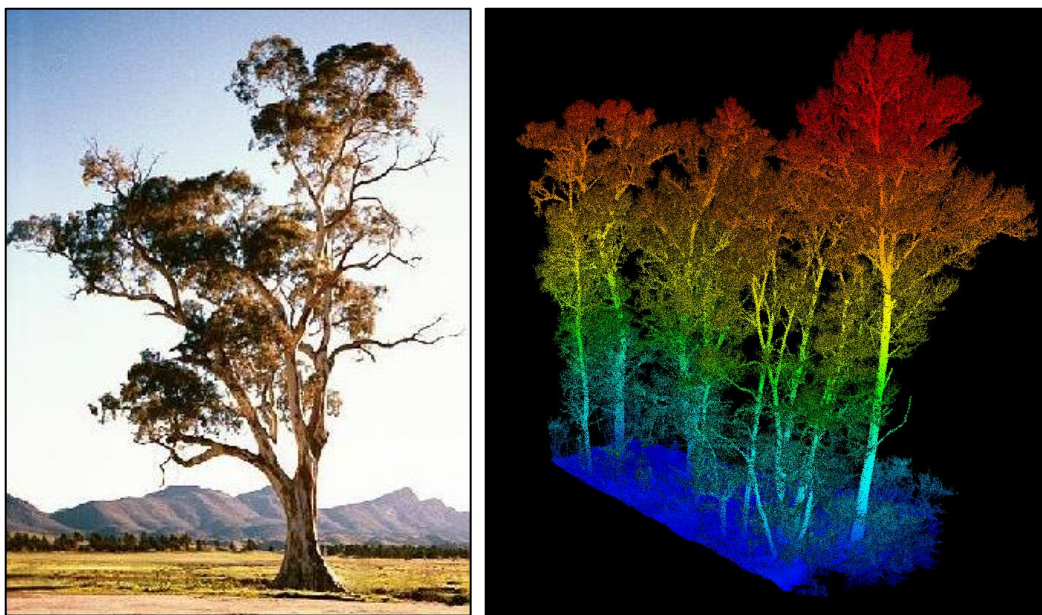


Figura 203 - apertura chioma singolo albero (sx) alberi nascosti a vicenda (dx)

CONCLUSIONI

La tesi di ricerca ha analizzato la capacità dei modelli digitali del terreno e di superficie ad alta risoluzione nella caratterizzazione e nel riconoscimento della topografia e della morfologia dei bacini montani, nella spazializzazione di dati meteo-idrologici acquisiti in maniera puntuale e nella modellazione dei fenomeni ambientali di rischio naturale legati ai movimenti di massa sotto l'azione dell'acqua (trasporto solido, debris-flow, valanghe).

Lo studio si è focalizzato sul vallone di Mascognaz, in Valle d'Aosta. Questo bacino montano rappresenta un eccellente test site per via della sua varietà morfologica. Inoltre, la facilità di accesso sia in periodo estivo che invernale ha consentito di poter installare strumentazione ed eseguire prove in situ senza alcun impatto sull'ambiente circostante. Il sito in esame, infine, risulta particolarmente interessante in quanto già dotato di diversa strumentazione scientifica installata negli anni precedenti dal Politecnico di Torino:

- Sonde parametriche per il monitoraggio delle 2 sorgenti idriche presenti nel bacino;
- Stazione meteorologica sperimentale per il monitoraggio dei parametri meteo-nivo-pluviometrici;
- Sonda parametrica per il monitoraggio del livello idrico del torrente di Mascognaz.

La prima parte di questo studio è stata rivolta ad un'analisi dei DTM e DSM ufficiali della Regione Autonoma Valle d'Aosta, aventi una risoluzione planimetrica di 2 m (accuratezza posizionale di 50cm e precisione in quota di ± 30 cm) condotta in ambiente GIS. Attraverso i tools dello spatial analyst ed il model builder di arcgis è stata implementata una metodologia per la caratterizzazione idro-geomorfometrica di dettaglio dei bacini montani, nella quale sono stati implementati in GIS differenti algoritmi per l'estrazione automatica delle *features* morfometriche d'interesse. In particolare si è appurato il vantaggio di usare in maniera combinata i parametri di ombreggiatura, pendenza, esposizione, curvatura ed indice di Openess. Questi parametri, noti anche come parametri geomorfometrici primari, hanno permesso di individuare ed estrarre informazioni caratteristiche del bacino quali: versanti acclivi, creste e crinali, impluvi e conoidi alluvionali. L'analisi idrologica condotta in seguito ha permesso di testare e analizzare diversi algoritmi numerici al fine di estrarre in maniera accurata le direzioni di deflusso, le aree di drenaggio e la rete idrica superficiale del bacino. Quest'analisi ha evidenziato i vantaggi di utilizzare algoritmi più complessi, come il *D-Infinity*, per la determinazione delle direzioni deflusso rispetto agli algoritmi tradizionali, come il *D8 single flow*. Il *D-infinity*, infatti, ha evidenziato un

comportamento più realistico soprattutto per modellazione idrologica di versante eseguita con DTM ad alta risoluzione.

A valle della caratterizzazione primaria dell'intero bacino in esame è stata effettuata un'analisi di dettaglio nella zona pianeggiante del bacino dove è presente anche la stazione metereologica. L'obiettivo di questo studio è stato quello di generare un modello di superficie di dettaglio (25cm di risoluzione) e valutare la *change detection* sui modelli digitali del manto nivale acquisiti successivamente con la stessa risoluzione. I modelli sono stati generati a partire dalla nuvola di punti acquisita da diverse scansioni effettuate con il laser scanner terrestre RIEGL VZ 4000. Questi layer digitali ad alto dettaglio hanno permesso di spazializzare i dati di altezza nivale, densità della neve e SWE misurati puntualmente dalla stazione metereologica e con le misure manuali. Da qui si è potuto quantificare l'apporto idrico potenziale derivante dalla fusione nivale oltre che identificare le aree di accumulo nivale che rappresentano un fattore potenziale di rischio per l'attività valanghiva che interessa il bacino, ma in generale tutto l'arco alpino, nel periodo invernale-primaverile.

Durante la terza fase di questo studio sono stati implementati alcuni modelli di previsione dinamica, sempre in ambiente GIS, che combinassero le informazioni derivate nelle fasi precedenti. In particolare sono stati determinati i parametri morfometrici secondari, questi costituiscono indici geomorfometrici complessi in grado di descrivere la potenzialità del bacino ai fenomeni morfodinamici: lo *Stream Power Index* ha fornito un'indicazione sull'intensità potenziale dei processi d'erosione e di trasporto del sedimento sulla base dell'andamento topografico; il *Sediment Transport Index* definisce la suscettibilità di un bacino al trasporto solido fornendo un'indicazione sulla potenza erosiva del deflusso superficiale; il *Wetness Index* descrive l'effetto della topografia sull'accumulo di acqua nel suolo. Fra questi indici il più interessante in questo studio è risultato essere il *connectivity index* il quale definisce il grado di connessione del sedimento trasportato lungo il bacino seguendo i percorsi di deflusso preferenziali, questo indice incorpora l'algoritmo *D-infinity*, citato precedentemente, e un ulteriore indice, l'indice di scabrezza per l'individuazione della rugosità del terreno come origine del sedimento. Da un punto di vista interpretativo il livello informativo derivante dall'indice di scabrezza rappresenta uno strumento efficace nell'enfatizzare particolari che potrebbero non essere evidenti nella mappa ombreggiata del rilievo; inoltre, combinandolo con il parametro della curvatura planare, che mette in luce, invece, le forme di tipo lineare, risalta il riconoscimento delle direzioni di deflusso di vecchi canali e solchi

d'erosione, è idoneo per un uso combinato con le tecniche tradizionali, come i rilievi di terreno e l'interpretazione di foto aeree.

Oltre agli indici geomorfometrici complessi sopracitati sono stati implementati alcuni modelli di previsione dinamica dei fenomeni di rischio ambientale: il modello Modified Single Flow ha permesso di simulare i movimenti di massa a partire da un punto di innesco con il quale si è potuto ottenere un risultato predittivo delle aree potenzialmente invase da debris-flow o valanghe, a seconda del periodo dell'anno e delle condizioni al contorno.

Il modello Mass Transport and Deposition ha permesso di simulare il fenomeno di trasporto e deposito della neve accumulata nel bacino in periodo invernale: la prima simulazione è stata fatta sull'intero bacino ipotizzando un ricoprimento nivale uniforme, la seconda simulazione è stata eseguita sull'area di dettaglio utilizzando la massa reale depositata nell'area e derivante dalla combinazione del dato laser scanner con i rilievi manuali e la stazione meteo. Entrambe le simulazioni hanno fornito risultati attendibili seppur a scala e precisione differente.

I limiti legati alla modellazione numerica di eventi naturali reali così imprevedibili sono molteplici. La principale problematica è sicuramente legata alla definizione della geometria del modello, in quanto nulla può essere infinitesimo, perciò qualsiasi componente geometrica viene suddivisa in elementi di dimensioni finite, caratterizzati da valori medi delle grandezze dell'elemento stesso. È intuitivo dunque capire che le caratteristiche medie sono rappresentative della zona, ma non esatte e quindi potrebbero comportare a loro volta degli errori di perturbazione del fenomeno indagato. Oltre al limite del modello concettuale stesso, anche la risoluzione e l'accuratezza del DTM utilizzato come base di partenza costituisce un fattore fondamentale sui risultati dell'un'analisi, in particolare nell'applicazione di modelli di natura idrologica-idraulica maggiore è la risoluzione adottata minore è la sovrastima dei risultati.

Tuttavia, in generale i risultati ottenuti attraverso l'implementazione degli algoritmi e dei modelli scelti in ArcGIS, hanno permesso di individuare una metodologia speditiva, per la caratterizzazione geomorfometrica dei bacini montani e per la valutazione qualitativa della pericolosità connessa ai fenomeni di rischio ambientale, come trasporto solido, colate detritiche e valanghe. Questi fenomeni, ma non solo, sono infatti all'attenzione dei diversi enti territoriali che operano sulla prevenzione e protezione dei rischi naturali che periodicamente interessano il territorio alpino.

BIBLIOGRAFIA & SITOGRAFIA

Bibliografia

Amanzio Gianpiero Valutazione della vulnerabilità intrinseca di sorgenti in aree montane [Libro]. - 2014. - Vol. Tesi di Dottorato.

Auzende J. M. [et al.] Considerations sur l'origine et la mise en place des ophiolites des Alpes occidentales: aspects de la connaissance des structures oceaniques [Rivista]. - Parigi : [s.n.], 1983. - 296 : Vol. C. R. Acad. Sci. Paris. - p. 1527-1532.

Ballevre M. Collision continentale et chemins P-T. L'unité Pennique du Grand Paradis [Rivista]. - Rennes : [s.n.], 1988. - Vol. 19Mem. Doc. Centre Armorican étude str. Solcles. - p. 332.

Band L. E. Topographic partition of watersheds with digital elevation models [Rivista]. - 1986. - 22 : Vol. Water Resources Research. - p. 15-24.

Beccaluva L., Dal Piaz G. V. e Macciotta G. Transitional to normal - MORB affinities in ophiolitic metabasites from the Zermatt-Saas, Combin and Introna units, Western Alps: implications for the paleogeographic evolution of the western Tethyan basin [Rivista]. - Amsterdam : [s.n.], 1984. - 63 : Vol. Geologie en Mijnbouw. - p. 165*177.

Biino G. e Pognante U. Paleozoic continental-type gabbros in the Gran Paradiso nappe (Western Alps, Italy). Early-Alpine eclogitization and geochemistry. [Rivista]. - 1989. - 24 : Vol. Lithos. - p. 3-19.

Bishop M.P. e Shroder J. F. Geographic Information Science and Mountain Geomorphology [Rivista] // Springer. - 2004. - p. 486.

Blaszczyński J. S. Landform Characterization with Geographic Information Systems [Rivista]. - 1997. - 63 (2) : Vol. Photogrammetric Engineering & Remote Sensing.

Borselli Lorenzo, Cassi Paola e Torri Dino Prolegomena to sediment and flow connectivity in the landscape: A GIS and field numerical assessment [Rivista]. - 2008.

Bortolot Z.J. e Wynne R.H. Estimating forest biomass using small footprint LiDAR data: An individual tree-based approach that incorporates training data [Rivista]. - 2005. - 59 : Vol. ISPRS Journal Photogrammetry and Remote Sensing.

Bourbon M. [et al.] Stratigraphie des schistes lustrés piémontaise dans les Alpes Cottiennes: nouvelle interprétation et conséquences géodynamiques. [Rivista]. - 1979. - 4 : Vol. C. R. Somm. Soc. Geol. France. - p. 180-182.

Burrough P. A. e McDonnell R.A. Principles of Geographical Information Systems [Rivista]. - Oxford : [s.n.], 1998. - Vol. Oxford University Press.

Carraro F., Dal Piaz G. V. e Sacchi R. Serie di Valpelline e Il Zona Diorito-Kinzigitica sono i relitti di un ricoprimento proveniente dalla zona Ivrea-Verbano. [Rivista]. - 1970. - 9 : Vol. Mem. Soc. Geol. It.. - p. 197-224.

Casella V. Introduzione al laser scanning aereo [Sezione di libro] // La tecnica del laserscanning - Teoria ed applicazioni / aut. libro Crosilla F. e Galletto R.. - Udine : [s.n.], 2003.

Castellarin A. e Vai G. B. Importance of Hercynian tectonics within the frameworks of the Southern Alps [Rivista]. - 1981. - 3 : Vol. J. Struct.Geol.. - p. 447-486.

Castellarin A. Tettonica sinsedimentaria e associazioni di facies carbonatiche (con principali riferimenti al Giurassico Sud-alpino) [Rivista]. - 1982. - 24 : Vol. Mem. Soc. Geol. It.. - p. 23-40.

Cavalli Marco [et al.] Geomorphometric assessment of spatial sediment connectivity in small Alpine catchments [Rivista]. - 2012.

Cavalli Marco [et al.] The effectiveness of airborne LiDAR data in the recognition of channel-bed morphology [Rivista]. - 2007.

Cavalli Marco e Marchi Lorenzo Characterisation of the surface morphology of an alpine alluvial fan using airborne LiDAR [Rivista]. - 2008.

Cavalli Marco e Tarolli Paolo Application of LiDAR technology for rivers analysis [Rivista]. - 2011. - Vol. Italian Journal of Engineering Geology and Environment. Special Issue.

Cazorzi F., Dalla Fontana G. e Fattorelli S. GIS capabilities in hydrological studies [Rivista] // Terr@ in brief., Hydraulic Research Centre for the Environment. - 2000. - p. 14-17.

Chopin C. Talc-phengite: a widespread assemblage in high-grade pelitic blueschists of the Western Alps [Rivista]. - Oxford : [s.n.], 1981. - 22 : Vol. Y. Petrology. - p. 628-650.

Compagnoni R. [et al.] Le métamorphisme de haute pression et basse température dans l'évolution structurale du bassin ophiolitique alpine-appenninique: considerations paleogeographiques. [Rivista]. - Roma : [s.n.], 1974. - 93 : Vol. Bollettino Società Geologica Italiana. - p. 437-468.

Dal Piaz G. V. e Ernst N. Areal geology and petrology of eclogites and associated metabasites of the Piemonte ophiolitic nappe [Rivista]. - Breuil area, Italian Western Alps : [s.n.], 1978. - Vol. Elsevier Sci. pub.company. - p. 99-126.

Dal Piaz G. V. e Polino R. Il lembo di ricoprimento del Glacier-Rafray (Dent Blanche l. s.) [Rivista]. - Roma : [s.n.], 1971. - 90 : Vol. Bollettino Società Geologica Italiana. - p. 401-414.

Dal Piaz G. V. e Venturelli G. Brevi riflessioni sul magmatismo post-ofiolitico nel quadro dell'evoluzione spazio-temporale dell'Alpi [Rivista]. - 1983. - 26 : Vol. "Mem. Soc. Geol. It.. - p. 5-19.

Dal Piaz G. V., Bistacchi A. e Massironi M. Geological outline of the Alps [Rivista]. - 2003. - 26 : Vol. Episodes.

Dal Piaz G.V., Gosso G. e Martinotti G. La II Zona Diorito-Kinzigitica tra [Rivista]. - Roma : [s.n.], 1971. - 10 : Vol. Memorie Società Geologica Italiana. - p. 257-276.

Dal Piaz G.V., Hunziker J. C. e Martinotti G. La zona Sesia-Lanzo e [Rivista]. - Roma : [s.n.], 1972. - 11 : Vol. Memorie Società Geologica Italiana. - p. 443-460.

Dal Piaz Giambattista Guida geologica. Vol. 3/2: Le Alpi dal Monte Bianco al lago Maggiore. [Libro]. - 1992.

Dalla Fontana Giancarlo e Marchi Lorenzo Slope-area relationships and sediment dynamics in two alpine streams [Rivista]. - 2003. - 17 : Vol. Hydrological Processes. - p. 73-87.

Desmet P.J.J. [et al.] Importance of slope gradient and contributing area for optimal prediction of the initiation and trajectory of ephemeral gullies [Rivista]. - 1999.

Dietrich W. e Dunne T. The channel head [Sezione di libro] // Channel Network Hydrology / aut. libro Wiley J. e Sons. - [s.l.] : K. Beven and M. J. Kirkby, 1993.

Dogliani C. e Bosellini A. Eoalpine and mesoalpine tectonics in the Southern Alps [Rivista]. - Stuttgart : [s.n.], 1987. - Vol. Geol. Rundsh.. - p. 735-754.

Dubayah R., Dozier J. e Davis F. W. Topographic distribution of clear-sky radiation over the Konza prairie, Kansas [Rivista]. - 1990. - 26 : Vol. Water Resources Research.

Elter G. chists lustrés et ophiolites de la zone piémontaise entre Orco et [Rivista]. - Grenoble : [s.n.], 1971. - 47 : Vol. Geologie Alpine. - p. 147-169.

Evans General geomorphometry, derivatives of altitude, and descriptive statistics [Rivista]. - London : [s.n.], 1972. - Vol. Spatial Analysis in Geomorphology.

Forno M. G. e Massazza G. Segnalazioni di un gruppo di paleofrane in un tratto della Val d' Ayas compreso tra gli abitati di Lignod e Extrepièraz [Rivista]. - 1983. - 6 : Vol. Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria. - p. 137-147.

Forzieri G. [et al.] Multiple attribute decision making for individual tree detection using high-resolution laser scanning [Rivista]. - 2009. - 258 : Vol. Forest Ecology and Management.

Gregori F. Relazione tecnica di commento alle carte degli Ambiti inedificabili per il Piano Regolatore Generale Comunale di Ayas [Rivista]. - 2004.

Gruber S. A mass-conserving fast algorithm to parameterize gravitational transport and deposition using digital elevation models [Rivista]. - 2007. - 43 : Vol. Water Resources Research.

Gruber S., Huggel C. e Pike R. Modelling mass movements and landslide susceptibility [Sezione di libro] // Developments in Soil Science. Geomorphometry: Concepts, Software, Applications / aut. libro Hengl Tomislav e Reuter Hannes I.. - [s.l.] : Elsevier, 2008. - Vol. 33.

Grunewald T. [et al.] Spatial and temporal variability of snow depth and ablation rates in a small mountain catchment [Rivista]. - 2010. - 4 : Vol. The Cryosphere. - p. 215-225.

Hengl T. e Evans I.S. Mathematical and Digital Models of the Land Surface. [Rivista]. - 2009. - Vol. Geomorphometry. Concepts, Software, Applications..

Hengl T. e Reuter H. I. Geomorphometry: Concepts, Software, Applications [Rivista]. - [s.l.] : Elsevier, 2009. - 33 : Vol. Developments in Soil Science.

Holmgren P. Multiple flow direction algorithms for runoff modeling in grid based elevation models: An [Rivista]. - 1994. - 8 : Vol. Hydrological Processes.

Horn Berthold K. P. Hill shading and the reflectance map [Atti di convegno] // Proceedings of the IEEE. - 1981. - Vol. 69.

Horton Robert E. Erosional development of streams and their drainage basins; hydrophysical approach to quantitative morphology [Rivista]. - 1945. - 56 : Vol. Geological Society of America Bulletin. - p. 275-370.

Huggel C. [et al.] , Regional-scale GIS-models for assessment of hazards from glacier lake outbursts: evaluation and application in the Swiss Alps [Rivista]. - 2003. - 3 : Vol. Natural Hazards and Earth System Sciences.

Hutchinson M. F. e Gallant John C. Digital Elevation Models And Representation Of Terrain Shape [Sezione di libro] // Terrain Analysis: Principles and Applications / aut. libro Wilson John P. e Gallant John C. . - 2000.

Isenburg Martin Generating Spike-Free Digital Surface Models from LiDAR [Online] // <https://rapidlasso.com>. - 2016.

Ishiwatari A. Alpine ophiolites: product of low-degree mantle melting in the Mesozoic transcurrent rift zone [Rivista]. - 1985. - 76 : Vol. Earth Planet. Sci. Let.. - p. 93-108.

Jenson S. K. e Dominique J. O. Extracting Topographic Structure from Digital Elevation Data for Geographic Information System Analysis. [Rivista] // Photogrammetric Engineering and Remote Sensing. - 1988. - p. 1593-1600.

Jorg P. [et al.] Measuring Snow depth with a Terrestrial Laser Ranging System [Rivista]. - 2006.

Kelts K. A comparison of some aspects of sedimentation and traslation tectonics from the gulf of California and the Mesozoic Tethys, northern Pennine margin [Rivista]. - 1981. - 74 : Vol. Ecl. Geol. Elv.. - p. 317-338.

Khosravipour A. [et al.] Generating pit-free canopy height models from airborne lidar [Rivista]. - 2014. - 9 : Vol. Photogrammetric Engineering & Remote Sensing.

Khosravipour Anahita, Skidmore Andrew k. e Isenburg Martin Generating spike-free digital surface models using LiDAR raw point clouds: A new approach for forestry applications [Rivista]. - 2016. - Vol. International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation.

Lagabriele Y. [et al.] Sedimentary cover of some ophiolites of Cottian Alps [Rivista]. - 1982. - 2/3 : Vol. Ofioliti. - p. 339-350.

Laschermes B., Foufoula-Georgiou E. e Dietrich W. E. Channel network extraction from high resolution topography using wavelets [Rivista]. - 2007. - 34 : Vol. Geophysical Research Letters.

Lemoine M. Serpentinities, gabbro and ophicalcites in the Piemont - Ligurian domain of the Western Alps: possibile indicators of oceanique fracture zones and associated serpentinites protusions in the Jurassic-Cretaceous Tethys [Rivista]. - Ginevra : [s.n.], 1980. - Vol. Arch.Sci. - p. 103-116.

Lombardo B. e Compagnoni R. Tectonic implication in the evolution of the Western Alps ophiolite metagabbros [Rivista]. - 1978. - 2/3 : Vol. Ofioliti. - p. 371-394.

Marchi Lorenzo [et al.] Studio dei processi idrologici, idraulici e geomorfologici e della pericolosità ad essi associata nel bacino del Torrente Pogliaschina (Val di Vara, Provincia della Spezia) [Rapporto]. - 2013.

Marchi Lorenzo e Dalla Fontana Giancarlo GIS morphometric indicators for the analysis of sediment dynamics in mountain basins [Rivista]. - 2005.

Mark D. M. Network models in geomorphology [Sezione di libro] / aut. libro Anderson M. G. e Wiley John. - New York : [s.n.], 1988. - Vol. Modelling Geomorphological Systems.

Marks D. M., Dozier J. e Frew J. Automated Basin Delineation From Digital Elevation [Rivista] // Geo. Processing. - 1984.

Martinotti G. e Hunziker J. The Austoalpine sistem in Western Alps: a review. [Rivista]. - Roma : [s.n.], 1984. - Vol. Mem. Soc. Geol. It.. - p. 223-250.

Martz L. W. e Garbrecht J. Numerical Definition of Drainage Network and Subcatchment Areas From Digital Elevation Models [Rivista] // Computers and Geosciences. - 1992.

McDonnell R. A. e Burrough P. A. Principles of Geographical Information Systems. , Oxford, 333 p [Rivista] // Oxford University Press. - 1998.

Melton Mark A. The geomorphic and paleoclimatic significance of alluvial deposits in Southern Arizona [Rivista]. - 1965. - 73 : Vol. Journal of Geology. - p. 1-38.

Monterin U. La frana di Felik sul Monte Rosa del 4 agosto 1936 [Rivista]. - 1937. - 28 : Vol. Natura. - p. 1-15.

Monterin U. Sulla geomorfologia dell'alta Valle d'Ayas [Rivista]. - Firenze : [s.n.], 1924. - Vol. L'universo. - p. 47-72.

Montgomery D. R. e Dietrich W. E. Channel initiation and the problem of landscape scale [Rivista]. - 1992. - 225 : Vol. Science. - p. 826-830.

Montgomery David R. e Foufoula-Georgiou Efi Channel Network Source Representation using Digital Elevation Models [Rivista]. - 1993.

Moore I. D., Grayson R. B. e Ladson A. R. Digital Terrain Modelling: A Review Of Hydrological, Geomorphological And Biological Applications [Rivista]. - 1991. - 5 : Vol. Hydrological Processes.

Mortara G. [et al.] Suoli e suoli sepolti olocenici per la datazione di eventi geomorfologici in ambiente alpino: alcuni esempi tratti da indagini preliminari in Valle d'Aosta. [Rivista]. - 1992. - 5(2) : Vol. Il Quaternario. - p. 135-146.

O'Callaghan J. F. e Mark D. M. The Extraction of Drainage Networks From Digital Elevation Data [Rivista]. - 1984. - 28 : Vol. Computer Vision, Graphics and Image Processing.

Orlandini Stefano [et al.] Evaluation of flow direction methods against field observations of overland flow dispersion [Rivista]. - 2012. - 48 : Vol. WATER RESOURCES RESEARCH.

Orlandini Stefano [et al.] Path-based methods for the determination of nondispersive drainage directions in grid-based digital elevation models [Rivista]. - 2003. - Vol. Water Resources.

Orlandini Stefano e Moretti Giovanni Determination of surface flow paths from gridded elevation data [Rivista]. - 2009. - Vol. Water Resources Research.

Piccardo G. B. Le ofioliti dell'area ligure: petrologia e ambiente geodinamico di formazione. [Rivista]. - 1977. - 33 : Vol. Rend. Soc. It. Min. Petr.". - p. 211-225.

Pike R. J. Geomorphometry - progress, practice and prospect [Rivista]. - 1995.

Pike R. J. Geomorphometry—diversity in quantitative surface analysis. [Rivista]. - 2000.

Pike R. J., Evans I.S. e Hengl T. Geomorphometry: A Brief Guide [Rivista]. - 2009.

- Pirotti F. e Tarolli P.** Suitability of LiDAR point density and derived landform curvature maps for channel network extraction [Rivista]. - 2010. - Vol. Hydrological Processes. - p. 1187-1197.
- Pognante R. e Piccardo G. B.** Petrogenesi delle ofioliti delle Alpi Occidentali [Rivista]. - 1984. - 29 : Vol. Mem. Soc. Geol. It.. - p. 79-92.
- Prokop A. [et al.]** A comparison of measurement methods: terrestrial laser scanning, tachymetry and snow probing for the determination of the spatial snow-depth distribution on slopes [Rivista]. - 2008. - 49 : Vol. Annals of Glaciology. - p. 210-216.
- Prokop Alexander** Assessing the applicability of terrestrial laser scanning for spatial snow depth measurements [Rivista]. - [s.l.] : Elsevier, 2008. - Vol. Cold Regions Science and Technology. - p. 155-163.
- Quinn P. [et al.]** The prediction of [Rivista] // Hydrological Processes. - 1991. - p. 59-80.
- Rickenmann D.** Empirical Relationships for Debris Flows [Rivista]. - 1999. - 19 : Vol. Natural Hazards. - p. 47-77.
- Rossetti G.** Procedimento analitico per la rappresentazione della curva ipsometrica dei bacini idrografici [Sezione di libro] // Idrotecnica. - 1985.
- Scheidegger Adrian E.** Systematic Geomorphology [Libro]. - [s.l.] : Springer, 1987.
- Seibert Jan e McGlynn Brian L.** A new triangular multiple flow direction algorithm for computing upslope areas from gridded digital elevation models [Rivista]. - 2007. - 43 : Vol. WATER RESOURCES RESEARCH.
- Shreve R. L.** Statistical law of stream numbers [Rivista]. - 1966. - 75 : Vol. Journal of Geology. - p. 17-37.
- Shreve Ronald L.** Infinite topologically random channel networks [Rivista]. - 1967. - 77 : Vol. Journal of Geology. - p. 397-414.
- Sofia G. [et al.]** An objective approach for feature extraction: distribution analysis and statistical descriptors for scale choice and channel network identification [Rivista]. - 2011. - 15 : Vol. Hydrology and Earth System Sciences.
- Spalla M. I. [et al.]** Métamorphisme et tectonique à la marge externe de la Zone Sesia-Lanzo (Alpes Occidentales) [Rivista]. - 1991. - 43 : Vol. Mem. Sci. Geol.. - p. 361-369.
- Strahler A. N.** Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topology [Rivista]. - 1952. - 63 : Vol. Geological Society of America Bulletin. - p. 1117-1142.
- Suozzi Enrico** Analisi dei dati derivanti da una stazione meteorologica sperimentale al fine di quantificare e proteggere la risorsa idrica nei bacini montani [Libro]. - 2012. - Vol. Tesi di Dottorato.

Tarboton D. G. The analysis of river basins and channel networks using digital terrain data [Rivista]. - MIT : [s.n.], 1989. - Vol. Sc.D. Thesis, Department of Civil Engineering.

Tarboton D. G., Bras R. L. e Rodriguez-Iturbe I. On the Extraction of Channel networks from digital elevation data [Rivista] // Hydrologic Processes. - 1991.

Tarboton David G. A new method for the determination of flow directions and upslope areas in grid digital elevation models [Rivista]. - 1997.

Tarolli P. e Dalla Fontan G. Hillslope to valley transition morphology: new opportunities from high resolution DTMs [Rivista]. - 2009. - 113 : Vol. Geomorphology. - p. 47-56.

Tarolli P., Arrowsmith J. R. e Vivoni E.R. Understanding earth surface processes from remotely sensed digital terrain models [Rivista]. - 2009. - 113 : Vol. Geomorphology. - p. 1-3.

Teufelsbauer H. Linking laserscanning to snowpack modeling: Data processing and visualization [Rivista]. - [s.l.] : Elsevier, 2009. - 35 : Vol. Computers & Geosciences. - p. 1481-1490.

Weibel R. e Heller M. Digital Terrain Modelling. [Rivista]. - 1991. - Vol. Geographical Information Systems, principles and applications..

Wilson John P. e Gallant John C. Digital Terrain Analysis [Sezione di libro] // Terrain Analysis: Principles and Applications / aut. libro Wilson John P. e Gallant John C.. - 2000.

Yokohama Ryuzo, Shirasawa Michio e Richard J. Pike Visualizing Topography by Openness: A New Application of Image Processing to Digital Elevation Models [Rivista]. - 2002.

SITOGRAFIA

<http://www.esri.com/>

<http://resources.arcgis.com/en/communities/hydro/>

<http://hydrology.usu.edu/taudem/taudem5>

<http://www.irpi.cnr.it/>

<http://www.pcn.minambiente.it/GN/software/adb-toolbox/>

<http://www.regione.vda.it/>

<http://www.riegl.com/>

<http://www.airborneresearch.org.au/>

<https://rapidlasso.com>

<http://www.asprs.org/>

I siti web utilizzati in questo lavoro sono stati verificati a Ottobre 2016.

ALLEGATI

REPORT SWE

17 FEBBRAIO 2014

Stazione: Mascognaz

Tipologia: Rilievo Snow Water Equivalent

Coordinate UTM ED50 – 32N

Est [m]: 401816

Nord [m]: 5074602

Data Rilievo: 2014/02/17 h: 11:30

Osservazioni: Terrestrial Laser Scanner Riegl VZ 4000

Altezza Neve [cm]: 145

Densità neve [kg/m³]: 275.52

SWE [mm]: 399.5

Limite strato h1 (cm)	Limite strato h2 (cm)	Densità (kg/m ³)	SWE (mm)
130	145	110	16.5
114	130	180	28.8
103	114	220	24.2
85	103	250	45.0
63	85	320	70.4
53	63	330	33.0
41	53	370	44.4
26	41	360	54.0
0	26	320	83.2

REPORT SWE

14 APRILE 2014

Stazione: Mascognaz

Tipologia: Rilievo Snow Water Equivalent

Coordinate UTM ED50 – 32N

Est [m]: 401766

Nord [m]: 5074568

Data Rilievo: 2014/04/14 h: 11:00

Osservazioni: Terrestrial Laser Scanner Riegl VZ 4000

Altezza Neve [cm]: 69

Densità neve [kg/m³]: 392.46

SWE [mm]: 270.80

Limite strato h1 (cm)	Limite strato h2 (cm)	Densità (kg/m ³)	SWE (mm)
56	69	460	59.8
48	56	430	34.4
40	48	380	30.4
14	40	390	101.4
0	14	320	44.8

REPORT SWE

22 GENNAIO 2015

Stazione: Mascognaz

Tipologia: Rilievo Snow Water Equivalent

Coordinate UTM ED50 – 32N

Est [m]: 401770

Nord [m]: 5074570

Data Rilievo: 2015/01/22 h: 12:00

Osservazioni: Verifica Snow Pack Analyser

Altezza Neve [cm]: 42

Densità neve [kg/m³]: 194.2

SWE [mm]: 81.6

Limite strato h1 (cm)	Limite strato h2 (cm)	Densità (kg/m ³)	SWE (mm)
32	42	116	11.6
14	32	180	32.4
6	14	220	17.6
0	6	333	20.0

REPORT SWE

27 MARZO 2015

Stazione: Mascognaz

Tipologia: Rilievo Snow Water Equivalent

Coordinate UTM ED50 – 32N

Est [m]: 401802

Nord [m]: 5074632

Data Rilievo: 2015/03/27 h: 16:00

Osservazioni: Terrestrial Laser Scanner Riegl VZ 4000

Altezza Neve [cm]: 95

Densità neve [kg/m³]: 348.42

SWE [mm]: 331

Limite strato h1 (cm)	Limite strato h2 (cm)	Densità (kg/m ³)	SWE (mm)
80	95	380	57
65	80	340	51
55	65	360	36
35	55	320	64
30	35	300	15
0	30	360	108

REPORT SWE

16 APRILE 2015

Stazione: Mascognaz

Tipologia: Rilievo Snow Water Equivalent

Coordinate UTM ED50 – 32N

Est [m]: 401878

Nord [m]: 5074580

Data Rilievo: 2015/04/16 h: 15:30

Osservazioni: Terrestrial Laser Scanner Riegl VZ 4000

Altezza Neve [cm]: 57

Densità neve [kg/m³]: 402.81

SWE [mm]: 290.6

Limite strato h1 (cm)	Limite strato h2 (cm)	Densità (kg/m ³)	SWE (mm)
46	57	440	48
30	46	450	72
18	30	340	41
0	18	380	68

REPORT SWE

20 APRILE 2015

Stazione: Mascognaz

Tipologia: Rilievo Snow Water Equivalent

Coordinate UTM ED50 – 32N

Est [m]: 401770

Nord [m]: 5074570

Data Rilievo: 2015/04/20 h: 12:00

Osservazioni: Verifica Snow Pack Analyser

Altezza Neve [cm]: 21

Densità neve [kg/m³]: 420

SWE [mm]: 88

Limite strato h1 (cm)	Limite strato h2 (cm)	Densità (kg/m ³)	SWE (mm)
0	21	420	88